



**A Duna negyedidőszaki hordalékkúpjának földtani modellje
és fejlődéstörténeti rekonstrukciója paleoklimatológiai és
karotázskorrelációs vizsgálatok alapján**

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Fogarassy-Pummer Tímea
Témavezető: Püspöki Zoltán (PhD)

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi és Műszaki Tudományi Doktori Tanács
Földtudományok Doktori Iskola
Debrecen, 2026.

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi és Műszaki Tudományi Doktori Tanács, Földtudományok Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Nyilatkozom arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.

Debrecen, 2026. április 20.

.....
a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Fogarassy-Pummer Tímea doktorjelölt 2025-2026 között a fent megnevezett Doktori Iskola „A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programjának keretében irányítással végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Nyilatkozom továbbá arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét. Az értekezés elfogadását javaslom.

Debrecen, 2026. április 20.

.....
a témavezető aláírása

**A Duna negyedidőszaki hordalékkúpjának földtani modellje és
fejlődéstörténeti rekonstrukciója paleoklimatológiai és
karotázskorrelációs vizsgálatok alapján**

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

Írta: Fogarassy-Pummer Tímea okleveles földtudományi mérnök.

Készült a Debreceni Egyetem Földtudományok Doktori Iskolája
(„A lito- és hidroszféra természetes és antropogén folyamatai” programja) keretében

Témavezető: Dr. Püspöki Zoltán

Az értekezés bírálói:

Dr.
Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.
tagok: Dr.
Dr.
Dr.
Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 20...

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	9
1.2. Célkitűzés.....	10
2. A korábbi földtani eredmények szakirodalmi áttekintése	11
2.1. Földrajzi és szerkezeti lehatárolás.....	11
2.2. Földtani fejlődéstörténet	11
2.2.1. Miocén	11
2.2.2. Késő pliocén-negyedidőszak.....	11
2.3. A negyedkori rétegsor megismerés-története.....	12
2.4 A kutatási terület tájbeosztása.....	15
2.5 Klíma és talajvízszint-változások.....	21
3. Alkalmazott módszerek	22
3.1 Paleoklimatológiai vizsgálatok	22
3.1.1 A mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok elméleti alapja	22
3.1.2. Mágneses szuszceptibilitáson alapuló kvarter sztatigráfia.....	24
3.1.3. A mélytengeri oxigénizotópok értelmezései.....	26
3.1.4. Laboratóriumi mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok.....	28
3.2. Karotázs korrelációk	28
3.2.1. A numerikus adatbázis szerkezete és terjedelme	28
3.2.2. Digitális fúrásszelvények (kompozitok) létrehozása.....	29
3.2.3. A disszertációban vizsgált karotázsok részletes ismertetése.....	31
3.2.4. A karotázs korreláció szempontjai.....	39
3.2.5. A karotázs korrelációs szelvényháló kialakítása.....	40
3.3. 3D modell létrehozása.....	43
3.4. A rétegtani egységek 3D modellezése	43
3.4.1 Adat előkészítés	43
3.4.2 Adatok importálása	44
3.4.3 A modellterület (Area) kialakítása.....	47
3.4.4 Tri-mesh fájlok.....	49
3.4.5 2D Grid felületek	51

3.4.6 Model Layer Definiton.....	52
3.4.7 Jewel Gridding	54
4. Eredmények	58
4.1. Az alapfúrások mágneses szuszceptibilitás mérései	58
4.1.1 Az alapfúrások története	58
4.1.2. Mindszent alapfúrás	59
4.1.3. Csongrád alapfúrás.....	62
4.1.4. Nyárlőrinc alapfúrás.....	65
4.1.5. Kecskemét alapfúrás	68
4.1.6. Jánoshalma alapfúrás	70
4.1.7. Kerekegyháza alapfúrás	72
4.1.8. Kunadacs alapfúrás	74
4.1.9. Tiszainoka alapfúrás	76
4.2. A negyedidőszaki rétegsor karotázs korrelációi	78
4.2.1. A negyedidőszaki rétegsor általános felosztása – MPT felület.....	78
4.2.2. Az MPT felület alatti folyóvízi homok összlet korrelációi, elkülönítése a pre-kvarter képződményektől, tagolása és elterjedése	80
4.2.3. Az MPT felület fölötti folyóvízi homok összlet korrelációi, elkülönítése a pre-kvarter képződményektől, tagolása és elterjedése	96
4.2.4. A mai Duna-völgy és a „Kalocsa–Baja-i árok” homokos üledékeinek tagolása kora és elterjedése	102
4.2.5. Az MPT felület korrelációs nehézségei a medenceperemek irányában.....	113
4.3. Duna negyedidőszaki hordalékkúpjának fejlődéstörténete	116
4.4. A modellezés eredményeinek összevetése korábbi megállapításokkal.....	118
4.5. A rétegtani egységek és geofizikai adatrendszer modellezési perspektívái	122
5. Összefoglalás	127
6. Summary	130
7. Köszönetnyilvánítás.....	133
7. Irodalomjegyzék	135
8. Mellékletek	145

Ábrajegyzék

1. ábra: A kutatási területen található kistájak elrendezése.....	15
2. ábra: Negyedidőszaki vezérkövületek a kutatási terület magfúrásaiból	25
3. ábra: A litológiai és geofizikai adatsor összevetése digitális kompozit szelvényen	30
4. ábra: Agyag és homokvonal futása a természetes potenciál karotázsgörbén.....	32
5. ábra: A kutatási területen kialakított karotázs korrelációs szelvényháló	42
6. ábra: Fúrás adatok importálási lépései JewelSuite programban	45
7. ábra: Fúrás nyomvonalak megjelenítése a modell térben	45
8. ábra: Réteg adatok importálása (sárgával az importált oszlopok).....	46
9. ábra: Réteghatárok megjelenítése és a modell tér lehatárolása	47
10. ábra: A Model Area Definition beállításai	48
11. ábra: Az Area létrehozásával elkészült Voxel-model	49
12. ábra: Egy elkészült Tri-mesh felület a területhattárral való körbevágás előtt és után.....	50
13. ábra: Az elkészült Tri-mesh fájlok - háromszög-tesszelációs (TIN) felületek...	50
14. ábra: 2D grid létrehozásának és ellenőrzésének lépései a Duna-völgy menti üledékek példáján A) Az importált rétegsorok pontfelhői, alatta a kriegeléssel létrehozott 2D gridek; B) Az adott réteg kiterjedése pontfelhőként; C) Az adott réteg kiterjedése 2D térképen; D) Az importált adatsor és a belőle készült 2D modell összevetése.....	52
15. ábra: Ideális rétegsorrend a beimportált adatok alapján.....	53
16. ábra: A Model Layer Definition kezelési felülete.....	54
17. ábra: Az elkészült Jewel Grid kezelőfelülete	55
18. ábra: A teljes kutatási területre elkészült Jewel Grid oldalnézetből.....	55
19. ábra: A Duna-völgy menti üledékekre készült 3D modell képe felülnézetből ..	56
20. ábra: Vastagság térkép a Duna-völgy menti üledékekről.....	57
21. ábra: Mindszent alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje.....	60
22. ábra: Csongrád alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje	63
23. ábra: Nyárlőrinc alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje	66
24. ábra: Részlet a Nyárlőrinc alapfúrásból.....	67
25. ábra: Kecskemét alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje.....	69
26. ábra: Jánoshalma alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje	71
27. ábra: Kerekegyháza alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje.....	73
28. ábra: Kunadacs alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje.....	75
29. ábra: Tiszainoka alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje	77
30. ábra: A negyedidőszaki rétegsor általános megjelenése geofizikai szelvényeken	80
31. ábra: A kvarter képződmények elkülönítése és tagolása – piros csúcsok az MS-en belül: statisztikai outleierek.....	81
32. ábra: Pleisztocén homokrétegek lehatárolása Jánoshalma–Bácsalmás térségében	83
33. ábra: A „Monori szint” települési viszonyai Pilis térségében.....	85

34. ábra: Kvarter üledékes egysége vastagságviszonyai A) a IX szuszceptibilitás ciklussal korrelált homoksorozat; B) Monori szint; C) a IX szuszceptibilitás ciklussal korrelált homoksorozat az aljtazdomborzattal összevetésben (Haas et al. 2014); D) kvarter talpmélység térkép (Franyó 1992).....	88
35. ábra: Kvarter üledékes egységek elterjedésének összevetése az aljzatszerkezeti elemekkel A) IS-5 migrált időszelvény, B) KI-58–IS-6 migrált időszelvények.....	89
36. ábra: Az MPT alatti homoksorozat szétseprűződése Kecskemét–Városföld térségében	91
37. ábra: Az MPT alatti homoksorozat szétseprűződése Soltvatkerten	92
38. ábra: Az MPT alatti homoksorozat folytatása a Makói-árok irányában	93
39. ábra: Az MPT alatti homoksorozat megjelenése a Makói-árokban	95
40. ábra: Az MPT felület fölött települő fölfelé durvuló rétegsor tagolása mágneses szuszceptibilitás és fauna adatok alapján (részlet a 31. ábrából)	97
41. ábra: A fölfelé durvuló sorozat középső ciklusával laterálisan érintkező homoksorozat A) Páhi–Orgovány térségében, B) Üllő térségében.....	100
42. ábra: A: A fölfelé durvuló sorozat felső ciklusának vastagsági térképe B: A fölfelé durvuló sorozat középső ciklusával laterálisan érintkező homoksorozat vastagsági térképe	101
43. ábra: D—É-i csapású karotázs korreláció Kalocsa és Baja között.....	103
44. ábra: Ny—K-i csapású karotázs korrelációk a „Kalocsa–Baja-i árok” területén	107
45. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” megjelenése Urbancsek J. (1977) 39. sz. szelvényén.....	108
46. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” a Ku-278-309 szeizmikus szelvény mentén...	109
47. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” a Si-37-Reg-3 szeizmikus szelvény mentén...	110
48. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” a Si-52 szeizmikus szelvények mentén.....	111
49. ábra: Felső Pleisztocén üledékek izovastagsági térképe a Duna-völgy mentén	112
50. ábra: A MTP felület típusos megjelenése Kecskemét–Nyárlőrinc térségében	113
51. ábra: A MTP felület lefejeződése Ladánybene–Tatárszentgyörgy vonalában.	114
52. ábra: A MTP felület lefejeződése Harkakötöny–Jánoshalma–Hajós vonalában	115
53. ábra: A Duna negyedidőszaki völgybevágódásainak térképi helyzete	118
54. ábra: A dolgozatban bemutatott izovastagsági térképek és a korábbi ősföldrajzi modellek.....	120
55. ábra: A dolgozatban bemutatott izovastagsági térképek és a hidrogeológiai térkép (Rónai 1983) kapcsolata.....	121
56. ábra: Az ellenállás [Ωm] statisztikai eloszlása (A= Boxplot; B= Interval plot)	123
57. ábra: Az ellenállás [Ωm] statisztikai eloszlása fűrásonként.....	124
58. ábra: Az ellenállás [Ωm] statisztikai eloszlása fűrásonként/rétegenként	126

Táblázatok jegyzéke

1. Táblázat: Természetes potenciál, természetes gamma és fajlagos ellenállás görbék összehasonlító táblázata 35
2. Táblázat: Mágneses viselkedés és mágneses érzékenység (Dearing, 1999) 37
3. Táblázat: Ásványok mágnesség (Grant & West, 1965) 38
4. Táblázat: Jelen dolgozat szempontjából lényeges ásványok mágneses szuszceptibilitás-értéke (Boyd, n.d., idézi: University of British Columbia, n.d.) .. 38

1. Bevezetés

Ivó- és öntözővíz készleteink mennyiségi és minőségi védelme alapvető nemzeti érdekünk. A geopolitikai változásoktól, ill. a természeti és ipari katasztrófáktól leginkább védett felszín alatti vízkészletre immár több tízezer termelő kút települ. E kutak egymásra hatásának vizsgálata, ill. a növekvő intenzitású területhasználatból adódó lehetséges szennyeződések felszín alatti nyomon követése megköveteli a befogadó tér pontos ismeretét.

A Duna–Tisza-köze negyedidőszaki rétegsorának vízföldtani célú megismerés-története évszázados távlatokat ölel fel. A kutatásokat egyszerre motiválta a lakossági és ipari vízbeszerzés (pl. Erdélyi 1967, Schmidt 1962, Urbancsek 1963, 1977), ill. a mezőgazdasági célú talajvíz térképezés (Rónai 1961). A vizsgálatoknak az 1970-es évektől új impulzust adott a talajvízszint csökkenése (Major–Neppel 1988, Pálfai 1993, 2010, Szilágyi–Vörösmarty 1997, Kovács et al. 2017), az ezzel kapcsolatos vízpótlási lehetőségek felmérése (Orlóci 2003, Alföldi-Kapolyi 2011, Nagy et al. 2016, Nemere, 1994, Gyirán 2009, Szabó et al. 2023) valamint az a tény, hogy a térség adottságainál fogva a medence léptékű vízföldtani modellezések egyik típusterületévé válhatott (Mádl-Szőnyi-Tóth 2009).

Az egyre nagyobb felbontású problémákra fókuszáló, módszertani megközelítésükben egyre komplexebb vízföldtani modellek ugyanakkor mindmáig egy az 1950-es 70-es években megalapozott földtani modellel számolnak. Ennek lényege egy az Ős-Duna által a plio–pleisztocén során felhalmozott, nagyméretű „legyezőszerű” hordalékkúp (Borsy 1992, Gábris 1994, Kiss et al. 2015), melynek Ny-i szárnyán a pleisztocén fiatalabb időszakában bevágódott a mai Duna-völgy.

A földtani modell későbbi fejlesztésének alapvetően két akadályja lehetett. Egyik a plio-pleisztocén folyóvízi rétegsorok rétegtani tagolásának nehézsége, másik az öskörnyezet és medencefejlődés szempontjából értékelhető korszerű mélyfúrású geofizikai adatrendszer hiánya. A Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH) az elmúlt években több olyan lokális és regionális jellegű, a felszín alatti vízkészletek sokcélú hasznosításával kapcsolatos kérdés merült fel, melyek megválaszolása során érezhető volt, a negyedidőszaki rétegsorra vonatkozó, kellően nagy horizontális és vertikális felbontású adatrendszer és földtani

modell hiánya.

Az ehhez szükséges rétegtani kutatómunka és adatbázis fejlesztés az SZTFH-n belüli állami kutatás keretei között indult meg. Pályakezdő szakemberként lehetőségem nyílt aktívan bekapcsolódni mind a rétegtani kutatásokba – ami az alapfúrások mágneses szuszeptibilitás méréseken alapuló újrafeldolgozását jelentette –, mind a vízföldtani naplók tömeges digitális feldolgozásába és karotázs korrelációs szelvények készítésébe.

1.2. Célkitűzés

Már doktori kutatás keretei között kapcsolódtam be 8 darab mintegy 400–1500 m mély „MÁFI alapfúrás” (Rónai 1985) mágneses szuszeptibilitás mérésébe, ill. a területre eső mintegy 1290 vízföldtani napló digitalizálásába. A kutatási terület ökoszervezeti viszonyainak megismeréséhez a meglévő adatbázis adataira támaszkodva 593 mélyfúrás felhasználásával készítettem karotázs korrelációs szelvényhálót a termelőkutak digitalizált adatainak (karotázs, litológia, szűrőrakatok) felhasználásával.

Az elsődleges cél a direkt vízföldtani modellezés földtani támogatása volt konkrét felületekkel és egységesen jellemzett rétegekkel, geokronológiával kiegészítve, melynek alapjául a mágneses szuszeptibilitás mérések szolgáltak.

A doktori iskola követelményei között fontos elvárás az egyéni kutatómunka projektmunkától való elválasztása, ezért a dolgozatban csak hivatkozással említem azokat a vizsgálati módszereket, melyek a kutatáshoz kapcsolódtak, de nem én végeztem. Az alapfúrások szuszeptibilitás görbéken alapuló rétegtani beosztását ugyanakkor az „Eredmények” fejezetben mutatom be, mivel a mérések jelentős részét magam végeztem, s mivel ezek így, részleteiben, eddig sehol nem kerültek bemutatásra. A tézisek közé ugyanakkor e a paleoklimatológiai fejezetrésznek csak az a következtetése került be (nevezetesen a kvarter/prekvarter képződmények szétválasztása különböző környezetekben) melyek – témavezetőm irányítása mellett – saját munkám eredményeként születtek.

2. A korábbi földtani eredmények szakirodalmi áttekintése

2.1. Földrajzi és szerkezeti lehatárolás

A Duna-Tisza-köze keleti irányban a Közép- és Alsó-Tisza-vidék (85 mbf) ártéri síkjaival érintkezik, nyugat felé a Duna-menti-síkság (95 mbf) határolja. A Duna-Tisza-köze központi részét uralja a Kiskunsági-homokhát (120 mbf), amely délnyugat felé a Bácskai-síkvidékhez kapcsolódik (135 mbf). A Duna közelmúltban bekövetkező bevágódása előtt ez a löszplató a Dunától ma Ny-ra eső, jóval kiterjedtebb Dunántúli löszplató (135 mbf) részét képezte.

A több ezer méter vastagságú Neogén–Kvarter üledéksor jelenléte miatt a tájbeosztás nem követi az aljzatszerkezet változásait. A terület legnagyobb részmedencéje a DK-en található Makói-árok, melynek süllyedése a középső miocénben kezdődött (Tari et al. 1992; Fodor et al. 1999), s kialakulása DK-i dőlésű normál vetőkhöz köthető (Hajnal et al. 1996; Posgay et al. 1996; Tari et al. 1999).

2.2. Földtani fejlődéstörténet

2.2.1. Miocén

A paleo-mezozóos aljzat (Haas et al. 2014) fedőjében helyenként alsó miocén, jellemzően középső miocén üledéksorok települnek (Tanács & Rálich-Felgenhauer 1990). A késő miocén – Pliocén időszakában kialakuló Pannon-tó medencéjében a medencebelsőt képviselő Makói-árok közelében mintegy 6000 m üledék rakódott le.

A pannon selfperem a területen ÉNy-ról DK-i irányban progradált (Magyar et al. 2013; Csató et al. 2015). A deltalejtő (Algyői Formáció) klímaváltozásokhoz köthető üledékcsomagjai (clinothem) akár a 100 ezer éves vagy annál rövidebb idejű eseményeket is dokumentálnak (Sztanó et al. 2013). A deltafront homokos üledékeinek (Újfalui Formáció) fedőjében deltasíksági környezetben létrejött, helyenként lignittelepes rétegsor (Zagyvai Formáció) települ. A deltasorozatba iszapos kitöltésű tenger alatti kanyonok vágódtak (Juhász et al. 2007).

2.2.2. Késő pliocén-negyvedidőszak

A Duna 2,9 +/- 0,5 millió éve jelent meg az Alföld területén

(Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2018), ÉNy-DK-i tengelyű, nagyméretű legyezőszerű hordalékkúpot alakítva ki (Sümeghy 1950; Borsy 1992; Gábris & Nádor 2007). A kvarter talp erősen emelkedik Ny-i irányban, a Bácskai Löss Plató és a Dunántúli Dombság irányában (Erdélyi 1955, 1960, 1967; Urbancsek 1963). A kiemelt területeken a kvarter bázisán helyenként akár több 10 m vastag vörös ill. tarka agyagos, paleotalaj sorokat tartalmazó üledéksor jelenik meg (Tengelici Vörösgyag Formáció – Jámbor 2012).

A kvarter talp kijelölése a Késő Pliocén – Negyedkori folyóvízi összletben meglehetősen bizonytalan, mivel a Pliocén kifejlődések (Nagyalföldi Formáció, „Kecskeméti Kavicsok”) és a negyedkori képződmények litológiai jellege nagyon hasonló. A Pliocén és Pleisztocén rétegek elkülönítése így alapvetően a magfúrások puhatestű fauna adatain (Krolopp in Franyó 1980) és litológiai megfontolásokon (Franyó 1980, Rónai 1985) alapult.

A negyedidőszak nagy részében a Duna ÉNy-DK-i irányban folyt (pl. Urbancsek 1960; Rónai 1985; Borsy 1992; Gábris & Nádor 2007). Ezt követően előbb átmenetileg, később állandó jelleggel Ny-felé tolódva É-D-i irányt vett fel (Sebe et al. 2019). A mai Duna-völgy bevágódása késő-pleisztocén – holocén esemény (Tóth et al. 2017).

2.3. A negyedkori rétegsor megismerés-története

A Duna–Tisza-közi hordalékkúp síkság földtani megismerés története legalább másfél évszázados múltra tekint vissza. A kezdeti megfigyeléseket (pl. Cholnoky 1910, Printz 1914) először kiterjedt agrogeológiai felvételek (Güll 1909, Treitz 1924, Kreybig 1937, Stefanovits-Szücs 1961) követték.

A negyedidőszaki rétegsor ismerete szempontjából mérföldkő a Magyar Állami Földtani Intézet szisztematikus földtani térképezésnek zárójelentése (Sümeghy 1950). A térképezést végző „Sümeghy-csoport” tagjai (Bogsch L., Erdélyi M., Fehér B., Hógye I., Siposs Z., Sídó M., Pálfalvy I., Pécsi M., Rónai A., Szilárd J., Szurovyné Hajós M., Vargáné Csury I., Zombay P.) az Alföld-kutatás úttörői. E munka vízföldtani szempontból legfontosabb eredményei (1) a Pesttől DK-re szélesedő és mélyülő „Levantei árok” azonosítása, valamint (2) a Duna hordalékszállító és felhalmozó tevékenységében a „középső–felső-pleisztocén” során bekövetkező jellegváltás felismerése.

A térképezési eredmények ugyanakkor fejlődéstörténeti vitákat is eredményeztek. A térképhez kapcsolódó szelvények szerkesztői (Sümeghy J.,

Miháltz I., Kopek G.) a „középső–felső-pleisztocén” üledékek eredetét illetően eltérő megállapításra jutottak. Sümeghy (1950) leírása szerint „...a Duna ebben az időszakban medrét már magasra feltöltötte, esése megcsappant, üledékeivel nehezen bírt, fattyúágakra szakadozott, a felpúposodott törmelékkúp hátán szétfutott, a mélyedésekben vize megrekedt, üledékeit halmozta és szétteregette.” Az ő értelmezésében a Duna jelenlegi völgsíkját csak a pleisztocén végén és a holocénben alakította ki, míg a hátság homokanyaga csak minimális szállításon esett át. Miháltz I. (1953) és tanítványai (pl. Molnár B. 1977) szerint ugyanakkor a Duna-völgy jóval idősebb, s innen hordta ki és halmozta fel az ÉNy-i szél a hátság homokanyagát, vagyis értelmezésük szerint a „A Duna–Tisza közén az eolikus üledéksor a gүнz–mindel interglaciálistól rakódott le, és legnagyobb vastagsága eléri a 160 m-t.”

A további megismerés szempontjából kiemelkedő jelentőségű a MÁFI, később VITUKI, majd MFGI–MBFSZ–SZTFH Kútdokumentációs Csoportjának munkaközössége (Urbancsek J. irányításával Csató A., Csongrádi B-né, Fekete J., Gulácsi Z., Horváth E., Kiss K., Kozocsay L., Krausz S., Kristóf J., Kókay Á., Monus L-né, Salamon J-né, Turi J.) által mindmáig végzett szisztematikus „Vízföldtani napló” készítés. Urbancsek J. (1977) vízkutató fúrások mélyfúrási geofizikai szelvényein alapuló regionális korrelációs szelvényei, melyek közül 14 érinti a területet (29, 31, 32, 34, 35, 39, 40, 48, 49, 51, 52, 53, 57, 79 sz. szelvények), összesen 66 db területre eső fúrás rétegtani értelmezését adta meg. A szelvényeken kirajzolódik a „Levantei árok” és jól kivehető a vitatott genetikájú „középső–felső-pleisztocén” képződmények fekü felülete is. Megbízható faunaadatok hiányában ugyanakkor bizonytalan a negyedkori képződmények fekü felé történő lehatárolása, s ezzel a nagy vastagságú folyóvízi öszlet geokronológiai besorolása, illetve tagolása.

A fáciestani és biosztratigráfiai adatok hiányának pótlását szolgálta a Magyar Állami Földtani Intézet Síkvidéki Kutató Osztályának 1964-ben megkezdett, több évtizedes Alföld-kutatási programja, melynek keretében a Duna–Tisza-közi hordalékkúp síkság területén 9 db fúrás („MÁFI alapfúrások”) mélyült folyamatos magvétellel (Kunadacs, Kerekegyháza, Kecskemét, Nyárlőrinc, Csongrád, Mindszent, Jánoshalma, Bácsalmás, Kaskantyú) (Rónai 1985). A magfúrások feldolgozásában kutatók sora vett részt. A fúrómagok részletes leírása és szedimentológiai jellemzése Franyó F.

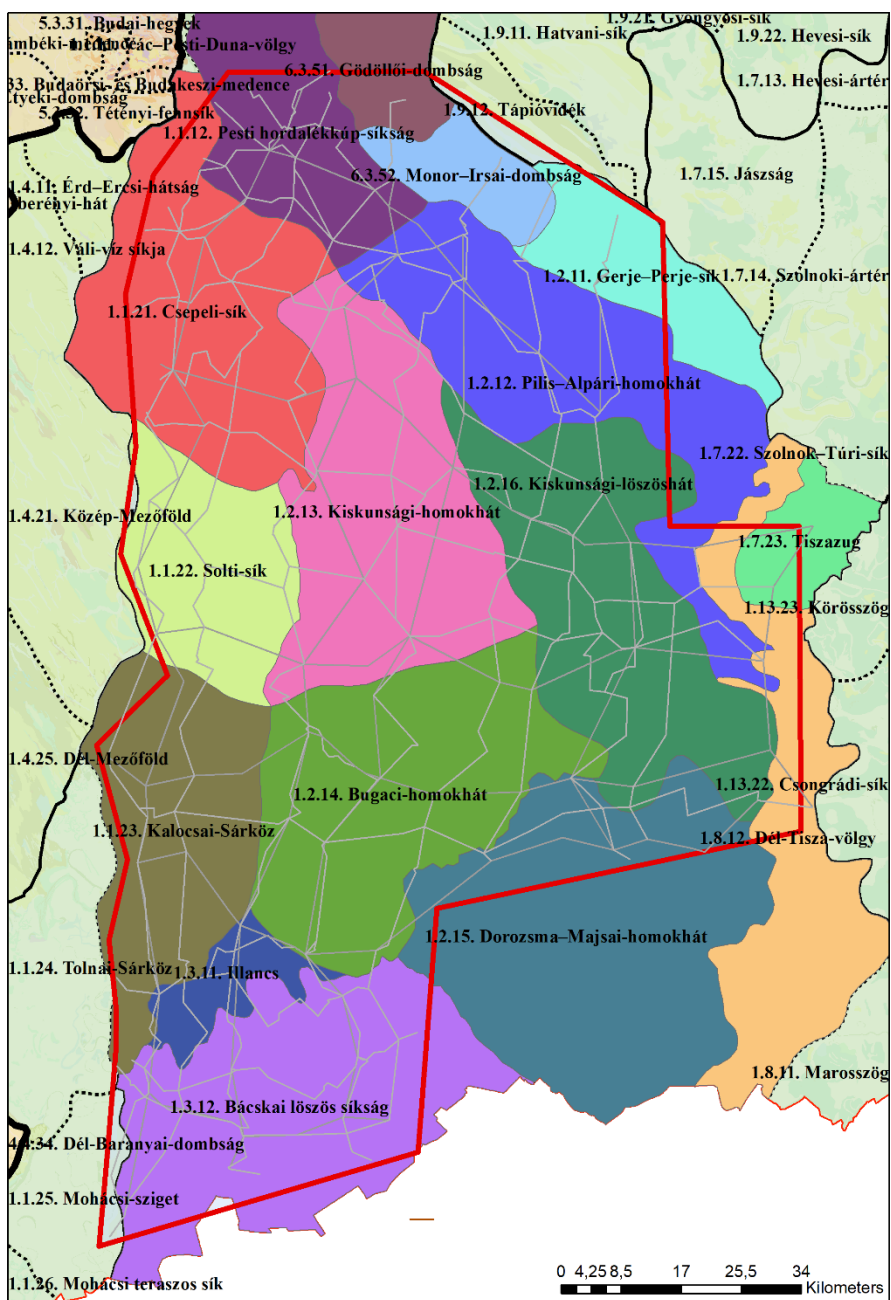
(1980) nevéhez fűződik, mikromineralógiai feldolgozásokat Gedeonné R.M., (1973), elektronmikroszkópos szemcsealak meghatározásokat Borsy Z. és munkatársai (1982, 1987) készítettek. A makrofauna leírások a pannon képződményekre vonatkozóan Széles M. (1977), a negyedidőszaki képződményekre vonatkozóan Krolopp E. (2002) végezte. E fúrások maganyagának dokumentációs anyagai jelenleg is elérhetők az utódintézmény (SZTFH) szolnoki magraktárában.

Az ismeretek bővülésével a problémák egy része (pl. szerkezeti árkok helyzete) megoldódni, más része (pl. jelenlegi Duna-völgy kora, Pliocén – Pleisztocén képződmények szétválasztása) elmélyülni látszott. A következő időszak lokális kutatásai elsősorban e kérdések tisztázására irányultak.

Jaskó S. a szerkezeti árkok helyzetének, kialakulásuk korának és a jelenlegi Duna-völgy korának tisztázása érdekében végzett szisztematikus fúrásfeldolgozáson és a paleontológiai anyag újraértelmezésén alapuló kutatásokat (Jaskó-Kordos 1989, Jaskó-Krolopp 1991). Feldolgozásai fontos megállapításokat eredményeztek, melyekre, az eredmények bemutatása kapcsán a részletesen is kitérünk.

A jelenlegi Duna-völgy korának pontosítására vonatkozó elemzési adatok születtek a közelmúltban is (Tóth et al. 2017). Sebe K. és munkatársai (2019) a Duna-Tisza köze fejlődéstörténetének kiváló áttekintését adják, figyelembe véve a korábbi évtizedek legfontosabb szedimentológiai és paleontológiai eredményeit.

2.4 A kutatási terület tájbeosztása



1. ábra: A kutatási területen található kistjak elrendezése

A kutatási terület közel egésze az Alföldön található, csak egy egészen

kis szakasz az északi határon érinti az Észak-Magyarországi-Középhegységet, de a fő szelvények közül csak egy, annak is a legutolsó fúrása található a Monor-Irsai-dombság kistáján. A sűrítő, illetve lokális szelvények közül is csak három ér véget ennél a kistájnál, egyetlen egy nyúlik el egészen a Gödöllői-dombságig, így e kistájakat csak röviden jellemzem.

A Gödöllői-dombságot délkelet felé haladva egyre vastagodó felső-pannóniai üledékréteg, illetve az negyedidőszaki folyóvízi üledékek jellemzik. Déli részén nagy vastagságban fedi a lösz, peremeken félig kötött futóhomok fordul elő. Meglehetősen száraz terület. A barnaföldek és csernozjom barna erdőtalajok adják a talajainak 96%-át. Ezzel szemben a Monor-Irsai-dombság medencealjzatát metszi a közép-magyarországi vonal: északra újpaleozoos és mezozoos, a vonaltól délebbre metamorfitek találhatóak (Haas et al. 2014). Felső-pannóniai agyagos üledékek adják az alapot, melyre negyedidőszaki folyóvízi rétegek települnek (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). Felszínét döntően lösz fedi. Száraz, gyenge lefolyású vidék. 80%-ban csernozjom barna erdőtalaj, illetve mészlepedékes csernozjom talaj található a területen (Stefanovits, 1999).

A feldolgozott fúrások illetve az elkészült szelvények jelentős része a Duna menti síkság, illetve a Duna-Tisza közti síkvidék középtájon található. Előbbit leginkább ártéri síkságok, teraszok és hordalékkúp-síkságok jellemzik, tengerszint feletti magassága fokozatosan csökken északról dél felé haladva (100-130 méteres szintkülönbség is lehet). Vízrajzát a Duna alakítja, a felszín alatti vizekkel egyetemben. A Duna-Tisza közti síkvidék felszínén elsősorban síkságok és azokat szabdaló buckasorok jellemzőek, ez utóbbiak között szikes laposok és szélbarázdák jelenhetnek meg (Borsy, 1989). Sok napfény, kevés csapadék jellemző, vízrajzát tekintve erősen vízhiányos terület, természetes, de ritkás vízfolyásainak zöme a Dunába torkollik, de ezek mellett mesterséges csatornák is megtalálhatóak. Futó-, illetve humuszos homok-, valamint szikes talajok jellemzőek (Stefanovits, 1999). A továbbiakban kistájak szerint folytatom a jellemzést.

Pesti hordalékkúp-síkság a kutatási terület északnyugati részét érinti, elsősorban Pest megyében és Budapest területén. Tengerszint feletti magassága 97,5-251 méter között mozog. Felszínét elsősorban deráziós illetve folyóvízi folyamatok befolyásolták, dél felé inkább futóhomok formák jellemzőek. Aljzatát paleozoos és mezozoos formációk, valamint az ezekre települt harmadidőszaki rétegek alkotják. E képződményekről általánosan

elmondható, hogy ÉNy-DK-i irányú törésvonalak mentén feldarabolódtak, és fokozatosan megsüllyedtek az Alföld belseje irányában, ugyanakkor a felszint borító pleisztocén dunai hordalékkúp kelet felé haladva egyre idősebb (Urbancsek 1977). A teraszokon futóhomok, illetve lösz-szerű képződmények dominálnak (Borsy, 1989). A kistáj legjelentősebb nyersanyaga a kavics és a téglagyag. A Gödöllői-dombságtól a Duna-völgy felé lejt a terület, ez befolyásolja a vízhálózatát is: egymással párhuzamosan futó patakok jellemzik, szárazabb éghajlat okán jelentős lehet a vízhiány. Talajtanát tekintve barnaföldek és humuszos homok található, de előfordulnak még futóhomok, réti- illetve lápos réti talajok is (Stefanovits, 1999).

Csepeli-sík a kutatási terület észak-nyugati részén található. Alaphegysége szerkezeti vonalak mentén feldarabolódott, Pesti hordalékkúp síksághoz hasonlóan elsősorban paleozoos-mezozoos képződményekből áll, déli részén miocén vulkanizmus riolitos-dácitos sorozata is felfedezhető (Haas et al. 2014). A pannóniai üledékeket a Duna durvaszemcsés, 10-20 méter vastag folyami üledéksora fedi, melyet dominánsan kavicsos, homokos üledékösszetétel jellemez. Felszínközeli elhelyezkedésű, nagy víztartó képességű összlet, hatalmas mennyiségű kavicskészlettel. Felszínen holocén képződmények jellemzőek, a folyó hordalék-áttelepítő tevékenysége következtében az új- és óholocén rétegek gyakran egymás mellett találhatók. A keleti peremen futóhomok is előfordul (Borsy, 1989). Vízhálózatát a Duna, illetve a Soroksári-Duna-ág alakítja, de még így is erős vízhiány jellemzi a területet. Talajtakarója nagyon változatos, réti öntéstalajok, lápos réti talajok, szikes talajok fordulnak elő leggyakrabban, de csernozjom és humuszos talaj is megtalálható (Stefanovits, 1999).

Solti-sík a kutatási terület nyugati határában fekvő kistáj alaphegységét mezozoos kőzetek adják (Haas et al. 2014), melyre pannóniai rétegek, később pedig észak felé fokozatosan vékonyodó 40-60 méter vastag Dunai folyami hordalék települt (Urbancsek 1977). Átlagosan 10-20 méter vastag felszínközeli kavicsos-homokos rétegsor jelentős mennyiségű vizet tárol, ipari jelentőségű kavicskészlettel is rendelkezik (Borsy, 1989). A természetes felszíni lefolyás gyér és vízhiányos, állóvizeinek nagy része szikes laposok időszakos tó, de a Duna levágott kanyarulataiban több holtmeder is megmaradt. Talajtakarója változatos: elsősorban réti csernozjom, vagy sós réti talaj, de humuszos homok és csernozjom barna erdőtalaj is előfordul (Stefanovits, 1999).

Kalocsai-Sárköz a kutatási terület nyugati-délnyugati részeit érinti. Alaphegysége változatos: alsó-perm kvarcporfir, triász karbonátos üledékek, illetve metamorf képződmények is megtalálhatóak (Haas et al. 2014). A pannóniai agyagos rétegeket negyedidőszaki homokos-kavicsos üledéksor fedi (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). Gyér lefolyású, erősen vízhiányos terület, sok állóvízzel. Talajok szempontjából rendkívül változatos, több, mint 50 talajtípust különböztethetünk meg, mint pl. nyers öntéstalaj, szolonszakszolonyec talaj, réti csernozjom (Stefanovits, 1999).

Mohácsi-szigetet főszelvény nem érinti, egy sűrítőszelvény utolsó fúrása mélyült a területen, így igen röviden csak azt emelem ki, hogy a kutatási területen kívül eső északnyugati csücskét leszámítva mindenütt folyóvízi üledék borítja (Urbancsek 1977, Borsy, 1989).

A Duna-Tisza közti síkvidékkel folytatom a jellemzést.

Gerje-Perje-sík a kutatási terület észak-északkeleti részén található, medencealjzatát metamorfítok alkotják, de ezek jelentős mélységben találhatóak. Fedőjében eocén, oligocén, miocén üledékeket követően 1 km vastagságú pannon képződmények települtek. A középső-miocén idején andezit vulkanizmus is zajlott az északi részekén (Haas et al. 2014). A felszín több mint felét löszös, lösziszapos üledékek borítják, illetve szélhordta homok és ártéri agyag, melyek a Zagyva vízgyűjtő területéről származó folyóvízi üledékekre települtek (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). A térség száraz, erősen vízhiányos terület. Legelterjedtebb talajtípusa a mélyben sós réti csernozjom, de fellelhető a humuszos homok, illetve a szikes talajok aránya is 13% körüli (Stefanovits, 1999).

Pilis-Alpári-homokhát a vizsgált terület északnyugati részébe nyúlik be. Helyenként 5-6 km mélyre süllyedt a medencealjzata, a kistáj déli részén zömében vulkanitos, északi részén metamorf kőzetek jellemzik (Haas et al. 2014). A felszín kétharmadát 1-10 méter nyugat felé vastagodó futóhomok fedi (Urbancsek 1977). Ceglédtől északkeletre és délkeletre a lösziszapos, homokos-löszös képződmények 10-15 méter vastagságúak is lehetnek, melyek északon pannóniai agyagra, délen pleisztocén folyóvízi üledékekre rakódtak. A mélyebben fekvő laposokban agyagos és szikes területek váltják egymást (Borsy, 1989). A kistáj száraz, gyér lefolyású és erősen vízhiányos, vizeinek nagy része a Tiszába torkollik. Talajok szempontjából a homokon képződő talajok dominálnak, elsősorban humuszos homoktalaj, futóhomok, réti talaj (Stefanovits, 1999).

Kiskunsági-homokhát a kutatási terület közepén helyezkedik el. Aljzatát északon és délen metamorfitek jellemzik, közöttük mezozoos kőzetek fordulnak elő, melyekre alsó-kréta vulkáni képződmény települt. Északon a miocén vulkanizmus riolitos-dácitos vulkanitja is előfordul (Haas et al. 2014). A felszín közeli üledékek jelentős részét futóhomok alkotja, melyek vastagsága kelet felé néhány méterestől több tíz méter vastagságú is lehet (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). Vízföldtanát tekintve vízhiányos, gyér lefolyású, felszíni vizei részben a Duna, részben a Tisza irányában folynak le. A talajvízszint fokozatosan csökkent az utóbbi években. A talajok döntő többsége homok alapkőzetű, elsősorban futóhomok, de emellett megjelenik a lápos réti talaj és a humuszos homoktalaj is (Stefanovits, 1999).

Kiskunsági löszös hát a vizsgált terület keleti oldalán található. Aljzatát kréta korú vulkáni és vulkanoszediment képződmények adják (Haas et al. 2014), felszín közeli üledékeinek jelentős részét ártéri, infúziós lösz, homokos lösz adja, keleti illetve délnyugati peremeken futóhomok a domináns, mely negyedidőszaki folyóvízi rétegsorra települt (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). Vízföldtanát tekintve gyér lefolyású és vízhiányos terület, a vízfolyások elsősorban a Tisza felé tartanak, több (de többnyire időszakos) tó jellemzi a vidéket. A felszín alatti víz szintje süllyedő tendenciát mutat. Talajának többsége lösz alapkőzeten képződött, ebből leggyakrabban az alföldi mészlepedékes csernozjom és a réti csernozjom fordul elő, de gyakoriak a szikes talajok is (Stefanovits, 1999).

Bugaci-homokhát a kutatási terület közepén, a Kiskunsági-homokháttól délre található. A Jánoshalmi-gerinc vonalában a karbon gránit nagyjából 1 km-rel a felszín alatt található, melyre triász, később miocén képződmények települtek. Ettől keletre mélybe zökkent kristályos kőzetek következnek, szerkezeti vonallal elválasztva (Haas et al. 2014). Az negyedidőszaki folyóvízi rétegsor fekvését a pannon tengeri tavi üledék alkotják. A területet fedő futóhomok vastagsága 50-60 méter is lehet, sokszor löszös betelepüléssel (Borsy, 1989). Buckaközi mélyedésekben tőzeg- és lápföld előfordulás figyelhető meg. Száraz, gyér lefolyású, vízhiányos terület. Vízfolyásainak jelentős része a Tisza felé folyik le, csak elvétve néhány vízfolyás tart nyugatra, a Duna-völgyi főcsatornába. A vízfolyások vízhozama ingadozó, gyakran kiszáradnak. A vidéken leggyakoribb talajtípus a futóhomok, de található még humuszos homoktalaj, elvétve szikes talaj is. A talajok többsége homok alapkőzetű (Stefanovits, 1999).

Dorozsma-Majsai-homokhát a vizsgált terület dél-délkeleti részén fut, és három főszelvényt is érint, igaz, csak nagyon kis része nyúlik be a kutatási területre. Alapkőzete mezozoos és miocén korú és pannon képződményekből áll (Haas et al. 2014). A szél formálta a felszint elsősorban, gyakoriak a futóhomokformák (Borsy, 1989). Száraz, vízhiányos terület, az időszakos belvizek a mesterséges csatornákon keresztül a Tiszába folynak le. A talajok 65%-a homokon képződött, úgymint humuszos homok, illetve futóhomok, további 19%-a löszön képződött szikes talajként írható le, mint pl. szolonyeces réti talaj (Stefanovits, 1999).

Bácskai-síkvidék – Illancs gyakorlatilag egésze a kutatási terület részét képezi, mégpedig annak a déli-délnyugati sarkában. Az alaphegység kiemelt helyzetben, nagyjából 1 km-es mélységben érhető el, kőzetanyaga triász-jura korú (Haas et al. 2014). A felszín közeli képződmények jelentős hányada futóhomok, mozgásuk a száraz évszakban mai napig megfigyelhető, de a formák jelentős része késő-glaciálisban keletkezett. A homokos rétegsor vékony löszös zónákat is tartalmaz, a futóhomokos részeken többször fordulnak elő szélbarázdák, maradékgerincek és garmadák, hazánkban a szabadon futó homokformák ezen a területen fordulnak elő legnagyobb arányban (Borsy, 1989). Száraz és vízhiányos terület, időszakos lefolyásai a Tiszába torkollanak. A talajtakaró 94%-ban homoktalaj, elsősorban futóhomok 82%-ban (Stefanovits, 1999).

Bácskai-síkvidék - Bácskai löszös síkság z Illancstól délre lefedi a kutatási terület déli határát. Medencealjzata 1-1,5 km-es mélységben található, keleten a Jánoshalmi-gerinc karbon gránitjában (Haas et al. 2014). Erre az alapra települtek a pannón és a negyedidőszaki folyóvízi képződmények (Urbancsek 1977). A felszint közel egységesen 1,5-2,5 méter vastag lösztakaró fedi, mely lefelé haladva futóhomokba, vagy löszös homokba is átmehet, akár 5-10 méteres vastagságban (Borsy, 1989). A terület száraz és vízhiányos, vizei a Tisza felé folynak. Talajának nagy részét (78%-ban) löszön képződött csernozjom adja, elsősorban az alföldi mészlepedékes csernozjom. A 18%-ban előforduló homoktalajok elsősorban mint futóhomok, vagy humuszos homok talaj jelennek meg (Stefanovits, 1999).

Közép-Tisza vidék – Tiszazug területének közel fele helyezkedik el a kutatási területen a keleti oldalon, összesen két fúrás került fel a fő, illetve sűrítő szelvényekre, ezek közül az egyik legjelentősebb a Tiszainoka alapfúrás. A kistáj alaphegysége 4 km mélyen található és jura korú, a késő-

miocén és felső-pannon üledékeket (Haas et al. 2014) a Duna hordalékkúpja fedte be, 160-270 méteres vastagságban (Urbancsek 1977, Borsy, 1989). Száraz, gyér lefolyású, vízhiányos terület. A talajképző kőzeteit a Duna hordalékanyagai adják, nagy arányban fordulnak elő réti csernozjom, illetve alföldi mészlepedékes csernozjom talajok (Stefanovits 1999).

Dél-Tisza-völgy csak részben érinti a kutatási területet annak keleti és délkeleti szélén. Északon mezozoos, délen kristályos kőzetekből épül fel az aljzat (Haas et al. 2014). Ezen több száz méter vastag pleisztocén folyóvízi és holocén üledék települt (Urbancsek 1977, Borsy 1989). Öntés réti talajok és réti talajok dominálnak a térségben (Stefanovits 1999).

2.5 Klíma és talajvízszint-változások

Fontos kiemelni az elmúlt pár évtizedben megfigyelt talajvízszint változásokat, melyeket az emberi tevékenység éppúgy befolyásolt, mint a klímaváltozás. Rakonczai J. (2011) részletesen kifejtette, hogy a talajvízszint jelentős csökkenésében közre játszik az a tény is, hogy a Duna-Tisza-köze legnagyobb részén a kiemelt térszíne okán nem rendelkezik hozzáfolyásokkal sem a felszín alatt, sem felette, így egyetlen vízutánpótlását a csapadék jelenti. A következmények pedig drasztikusak: a súlyos vízhiány okán a talajvízkészletek nem képesek kellőképpen regenerálódni még egy csapadékosabb évet követően sem, ami ezáltal egy öngerjesztő folyamattá válik: kipusztulnak a gyümölcsösök, kiszáradtak, vagy visszaszorultak a láperdők, korábbi erdők mérete lecsökkent. Mindezek hatására átalakul a flóra, agresszíven terjedő gyomok veszik át fokozatosan az uralmat a vidéken. A talajokat is érinti a változás, a vertikális sómozgás lecsökkent, nő a humusztartalom, ami a füvesedés folyamatának kedvez. (Rakonczai 2011, 2015.).

Szölösi-Nagy A. esszéjében arról értekezik, hogy az eddigi vízügyi gyakorlatokon jelentősen változtatni kell, mivel a klímaváltozás mellett emlegetett antropogén hatások közül már a népességnövekedés okozta változásokat is szem előtt kell tartani. A szélsőséges hidrológiai eseményekkel kezelésére természetközeli mérnöki megoldásokat javasol, adaptív vízgazdálkodást illetve felveti az MI-ben rejlő lehetőségeket.

A Duna-Tisza-köze utánpótlási területnek (recharge area) számít, ráadásul a magasabban fekvő régiókban sokkal súlyosabbá vált az évek során a vízhiány – jelentős eltérés alakult ki a 120 méter feletti és alatti területek között. Hasonló tendencia figyelhető meg a Nyírségben is, néhány év

eltéréssel (Szanyi et al. 2026).

3. Alkalmazott módszerek

3.1 Paleoklimatológiai vizsgálatok

3.1.1 A mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok elméleti alapja

Az alföldi vízkutató fúrások mágneses szuszceptibilitás méréseit elsőként a magnetosztratigráfiailag is vizsgált (Cooke et al. 1979) alapfúrások (Dévaványa, Vésztő) maganyagán végeztek. Fontos megfigyelés volt, hogy a fúromag mintákon mért MS értékek ingadozása hasonlít a mélytengeri oxigén izotóp arányok időbeni alakulására. E hasonlóság alapja a kvarter klímaciklusok időbeni dinamikája, azaz a ~100 ezer éves ciklusok dominanciája az utóbbi 700 ezer évben, ill. a korábbi időszak ~41 ezer éves periodicitása (Nádor et al. 2003).

A jelenség mineralógiai alapjaként azonban a törmelékes ferro- és paramágneses ásványok homokhoz kötődő megjelenését tekintették. A MS görbéken jelentkező ciklusokat ennek megfelelően a szemcseméret változás klímaciklusaiként értelmezték, s a folyóvízi üledékszállítás és felhalmozódás dinamikájának klímfüggő változásaira vezették vissza. Ezen az értelmezési alapon viszont a vízföldtani fúrások szuszceptibilitás méréseinek semmi jelentősége nem lenne, hiszen a hidrogeológiai gyakorlatnak megvannak a szemcseméret változását pontosan leképező jól bevált geofizikai mérései (természetes gamma, természetes potenciál, elektromos ellenállás).

A 2010-es években mintavételezésre (6–7 grammos porminták 2,5x2,5x2 cm-es plexikockákban) és publikálásra került a már említett Dévaványa és Vésztő fúrásokkal együtt összesen 19 alföldi magfúrás 10 935 db Paleomágneses Laboratóriumban mért MS adata. Az eredmények lényegesen módosították a fenti elképzelést.

A Körös-medence magfúrásainak (Dévaványa, Vésztő, Szarvas, Komádi) felülvizsgálata során (Püspöki et al. 2016) világossá vált, hogy a MS értéke nem a szemcseösszetétel változás függvénye, s nem litológia függő paraméter. A felismeréshez két módszertani lépés vezetett. Az egyik a MS értékek kirajzolásának megváltoztatása a gyakran alkalmazott logaritmikus léptékről lineárisra. Lineáris skálán láthatóvá vált, hogy a jelentős, fúrások között megbízhatóan korrelálható MS változások – trendek és kiugró értékek – egymással összevethető mélységintervallumokban, az éppen megjelenő litológiától függetlenül jelentkeznek. A másik a MS görbék összehasonlítása

a kínai löszplató adatsorával (Ding et al. 2005). A két görbe szembetűnő hasonlósága a mintaterületek távolságának fényében egyértelműen igazolta a vizsgált MS görbék globális jellegét, klímfüggő karakterét.

A megfigyelések birtokában született új értelmezés szerint a folyóvízi rétegsorok MS változásai a lehordási háttér mállási folyamatainak klímfüggő változásaival függenek össze. Hideg időszakban a hegyvidéki területek alapkőzetének ásványai fagyaprózódás révén kiszabadulnak a kőzetből, kémiai mállás hiányában azonban a hegyvidék permafroszt talajaiba fagyva konzerválódnak és helyben maradnak. A felmelegedés kezdetén a permafrosztok kiolvadásával e magnetitet (is) tartalmazó éretlen törmelék a folyóhordalékba kerülve gyorsan lejut a medencébe. A felmelegedés későbbi szakaszában a hegyvidéki lehordási terület talajosodásának előrehaladtával, a magnetit szemcsék kémiai mállása rövid idő alatt (~100–1000 év) bekövetkezik, ami a hordalék szuszceptibilitásának gyors csökkenéséhez vezet. Az értelmezést a mágneses fázis mineralógiai jellegét igazoló elektronmikroszkopos vizsgálatok is alátámasztották.

A Körös-medence kapcsán született elképzelés megerősítésére történt meg a Jászsági-medence alapfúrásainak (Jászladány, Egyek, Hevesvezekény, Erdőtelek) vizsgálata (Püspöki et al. 2020). Ennek során, a mélység felé kiterjesztett mintavételezéssel igazolást nyert, hogy e hegyvidéki permafroszt függő jelenség valóban csak a negyedidőszaki üledékekre jellemző, s ezzel a pleisztocén üledékek biztosan elválaszthatók a hasonló litológiájú ill. fáciesű idősebb képződményektől, függetlenül attól, hogy homokos vagy iszapos-agyagos képződmények dominálnak a fúrásban.

A jelenség függetlenségét bizonyult a lehordási háttér földtani összetételétől is, feltételezve, hogy bármilyen, magnetitet szolgáltató magmás vagy metamorf képződmény előfordul a térszínen. Módszertani fejlesztésként a MS görbék kirajzolását megelőzte egy statisztikai alapvizsgálat, aminek eredményeként egyértelművé vált, hogy az adatsor korrelálható szakaszai elsősorban a statisztikai értelemben kiugró és extrém MS értékekhez kapcsolódnak.

3.1.2. Mágneses szuszceptibilitáson alapuló kvarter sztatigráfia

A dolgozatban bemutatott korrelációs szelvények további fontos előzménye, hogy a mágneses szuszceptibilitás (továbbiakban MS) klímaindikátor szerepének Körös-medencében történő kimutatása után regionális korrelációk készültek először a Jászsági-medence, majd a Duna–Tisza-köze – Makói-árok alapfúrásainak felhasználásával.

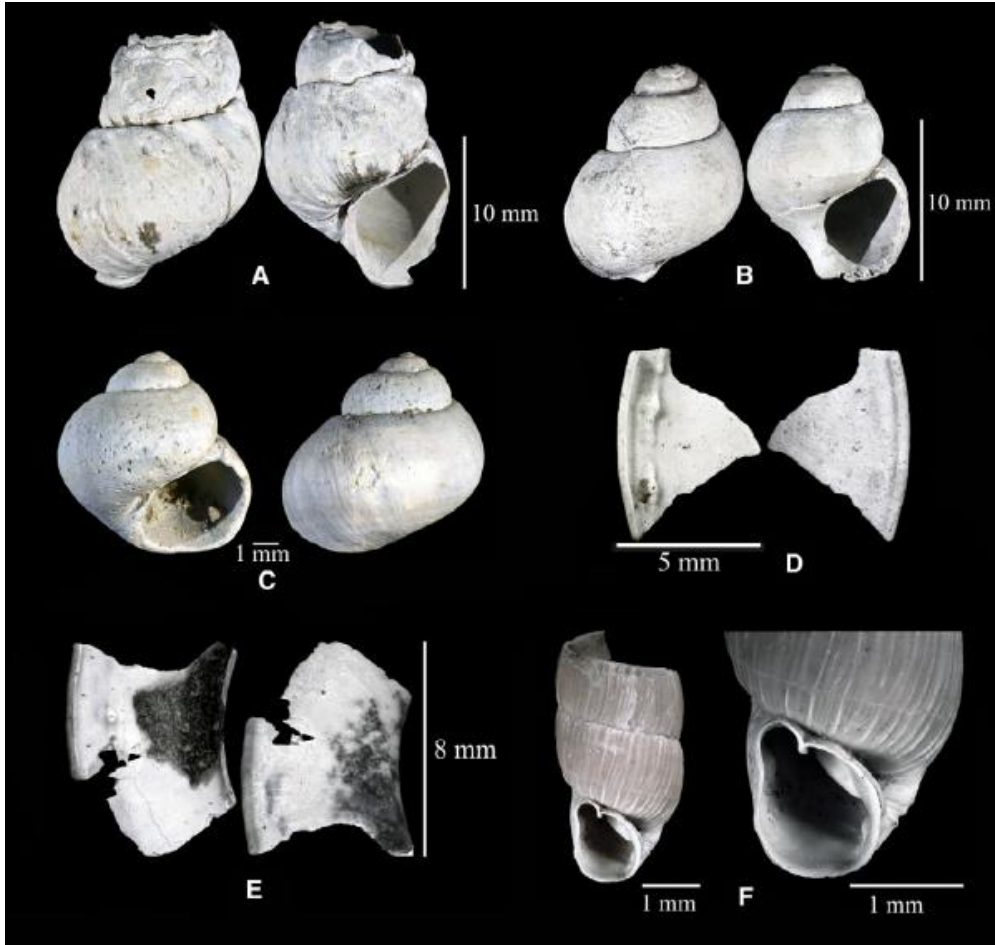
E korrelációk során első lépésben a negyedidőszaki folyóvízi rétegsor talpának meghatározása történt meg az MS értékek figyelembevételével. A negyedidőszaki üledékes rétegek MS értékei jellemzően nagyobbak, mint a hasonló megjelenésű pliocén képződményekben.

A negyedidőszaki rétegsor belső felosztása során rétegtani felületekként a regionálisan korrelálható MS maximumok közvetlen fedőjében jelentkező alacsony mágneses szuszceptibilitású rétegek bázisa szolgált („susceptibility termination surfaces”=STS) abból a megfontolásból, hogy a folyóvízi hordalék magnetittartalmának felmelegedéssel történő eltűnése nagyobb területeken is kimutatható jelenség (Püspöki et al. 2016, 2020).

Az STS felületek között úgynevezett MS ciklusok kerültek azonosításra. Minden MS ciklust a benne, a ciklus felső részén megjelenő legnagyobb MS csúcs (mester csúcs) azonosít, de a meghatározásnak fontos eszköze lehet a ciklusban megjelenő, azonosításra alkalmas másodlagos csúcsok jelenléte is. A ciklusok jelzésére római számok (pl. III., IX.), a bennük található mester csúcsok azonosítására ugyanolyan értékű arab számok szolgálnak. A cikluson belüli másodlagos csúcsokat ugyanaz az arab szám jelöli, fentről lefelé betű kiegészítéssel betűrendben (pl. a III ciklusban fentről lefelé 3–3a–3b). Ezek a ciklusok kiugró MS csúccsal záródnak.

A Körös-medence fúrásai alapján az I–II–III ciklusok a Brunhess normál polaritású, míg az idősebbek a Matuyama fordított polaritású paleomágneses időszakot képviselik. A VIII ciklus szoros kivétellel normál polaritású, mivel időben egybeesik az Olduvai eseménnyel.

Paleomágneses adatok hiányában ugyanakkor a regionális korrelációban kiemelkedő jelentőséget kapott a biosztratigráfiailag értékelhető malakofauna (Krolopp 1995, 2002, 2003), ezen belül is a *Viviparus böckhi* (Halav.) jellemzően két szintben történő előfordulása, ill. a kapcsolódó korjelző faunaelemek (*Neumarya crassitesta*, *Planorbis planorbis* „bütykös” alsó-pleisztocén változata) (2. ábra).



2. ábra: Negyedidőszaki vezérvöveltek a kutatási terület magfúrásaiból

A-B-C: *Viviparus böckhi*; D-E: *Planorbis planorbis dentata*; F: *Neostyriaca corynodes*

A Körös-medencei fúrások értékelésekor világossá vált (Püspöki et al. 2016), hogy a *V. böckhi* utolsó előfordulása a III., első megjelenése pedig a VIII ciklussal esik egybe. Megfelelően komplett (hiánytalan) rétegsor és malakofauna jelenléte esetén így lehetőség van a III. és VIII. ciklusok faunisztikailag is megerősített kimutatására, ami lényegében egyenértékű a paleomágneses adatok meglétével, különösen úgy, hogy utóbbiak értékelését a diszkordanciák talán még jobban megzavarják. A MS ciklusbeosztást bemutató szelvényeken e paleontológiailag megerősített ciklusokat rendre kiemelten ábrázoljuk, a fúrások mentén jelezve a dokumentált előfordulásokat.

Meg kell még említeni a *Neostyriaca corynodes*-t (Held, 1836),

melynek első megjelenése ~300-400 ezer évvel ezelőttre tehető (Krolopp 1994, 2005; Hum & Sümegei 2000; Sümegei et al. 2011, 2018), mely egybeesik a II. MS ciklussal. Az I. MS ciklusban is megjelenik ez a faj ~140 és 180 ezer év között (Sümegei & Krolopp 2006; Sümegei 2007; Sümegei et al. 2018).

Az így bevezetett és regionálisan használt ciklusbeosztás valódi geokronológiai értékét a Körös-medencei alapfúrások paleomágnesez adatsorának újraértékelése, s ez alapján a MS maximumok mélytengeri oxigénizotóp eseményekkel (Marine Isotope Stages - MIS) történő korrelációja adta meg.

3.1.3. A mélytengeri oxigénizotópok értelmezései

A negyedidőszaki üledékes rétegek vizsgálatához az egyik legfontosabb módszer a mélytengeri oxigénizotópok (Marine Isotope Stages, továbbiakban MIS) rendszerének alkalmazása. Nem csak lokálisan: a MIS adatok figyelembevételével a globális éghajlatváltozások más adatsorok értelmezésére is támogatást nyújtanak. A módszer alapjául a mélytengeri üledékes kőzetekben megőrződött oxigénizotóp-arányok változása szolgál, mely révén következtetni lehet a globális jégtérfogatra és az óceáni hőmérséklet változásaira. Cesare Emiliani 1950 foglalkozott a témával először, a jelenkori kutatásban pedig kiemelt jelentősége van Lorraine Lisiecki & Maureen Raymo 2005-ben publikált tanulmányának, melyben a Földünk óceánjainak különböző pontjaiból vett 57 mintát vetették össze matematikailag és ebből hoztak létre referencia idősort (LR04). Ma már a MIS alapértelmezett viszonyítási pontjának számít a LR04, tekintve, hogy az elmúlt 5,3 millió évet öleli fel, így lefedi a teljes pliocén illetve pleisztocén időszakot. Fontos kiemelni, hogy ezt a skálát a Milankovitch-ciklusok változásaihoz is hozzá igazították (Lisiecki & Raymo 2005), ennek okán vált rendkívül pontos kormeghatározássá.

Az MIS stádiumok esetén a $\delta^{18}\text{O}$ oxigénizotóp arányát vizsgáljuk. Röviden: pozitív értékeknél a nehezebb $\delta^{18}\text{O}$ oxigénizotóp feldúsulásáról beszélünk, negatív érték ott mutatkozik, ha ez a szint lecsökken. Ha párolgás történik, a könnyebb ^{16}O oxigénizotópok könnyebben jutnak a légkörbe, mely eljegesedés idején hó formájában hullik vissza a felszínre és halmozódik fel a jégtakarókban. Az óceánok visszamaradó vize ezáltal feldúsul ^{18}O -ban, mivel nem jut vissza közvetlenül az óceánokba a ^{16}O oxigénizotóp. Interglaciális időszakban meginduló hóolvadás során a csapdázódott ^{16}O visszakerül az óceánokba így az izotóparány hígul (Shackleton 1967, Pearson, 2012).

Ezt az izotóparány-változást a klíma és ezáltal a jégtakaró mérete mellett a víz hőmérséklete is befolyásolja. Hideg időszakban, mikor a jégtakarókban felhalmozódik a ^{16}O oxigénizotóp, a nehezebb ^{18}O oxigénizotópból többet építenek be a foraminiferák a kalcitvázukba. Azáltal, hogy ez a kettős hatás érvényesül (a jégtakarók mérete és a hőmérséklet okozta oxigénizotóp lekötés) a $\delta^{18}\text{O}$ globális klímaállapot indikátorává vált (Pearson, 2012).

Az MIS ciklusok változásait, melyet a Földre érkező napsugárzás mennyisége, illetve annak térbeli és időbeli eloszlása befolyásol, Milutin Milankovitch elmélete foglalja össze. Ez alapján három befolyásoló tényezőt különböztetünk meg: excentricitás, mely a Föld-Nap távolságot, tengelyferdeség, mely a földtengely dőlésszögét, precesszió, mely a földtengely imbolygását és a pálya elfordulásának változását adja meg (Milankovitch, 1941).

A MIS stádiumok korrelációja a szárazföldi geológiai korbeosztással mai napig kihívást jelent MIS 104 eleje $\sim 2,6$ millió évre esik, pleisztocén kezdetével hozható össze, MIS 68-60 közötti szakasz $\sim 1,9-1,7$ millió évre, MIS 36 pedig $\sim 1,2$ millió évre tehető, ami a Mid Pleistocene Transitionnal korrelál (Gibbard és Levin 2009). További stádiumok és beosztás:

MIS 2,3,4, részben 5: 11,7-115 ezer év, würm

MIS 5 vége: 115-130 ezer év, riss/würm

MIS 6 (8, 10): 130-350 ezer év, riss.

MIS 9 (vagy 11): 350-420 ezer év, mindel/riss.

MIS 10 (vagy 12): 420-480 ezer év, mindel.

MIS 11-21: 480-850 ezer év, gүнz (Fiebig & Preusser, 2008).

A mágneses szuszceptibilitás adatsorok MIS-e való korrelációjának első lépése a paleomágneses adatsorban dokumentált rövid idejű pólusfordulások (geomágneses instabilitási események) azonosítása és nemzetközi geomágneses instabilitási időskálával (Geomagnetic Instability Time Scale – GITS) történő összevetése volt (Püspöki et al. 2021a). Ezt követően került sor a MS maximumok korrelációjára az oxigén izotóp görbe hideg (nehézigotóp maximum) csúcaival, abból a megfontolásból, hogy a MS maximum értéke leginkább a hegyvidéki vízgyűjtő terület kiolvadó permafroszt régiójának területével, végeredményben tehát a megelőző glaciális mértékével arányos (Püspöki et al. 2021b). A korreláció kiterjedt a MS ciklusok mester csúcsaira és lehetőség szerint a diagnosztikus másodlagos

csúcsokra is.

Ez lehetővé tette, hogy a csúcsokat befoglaló MS ciklusok által képviselt üledékrétegeket a MIS által képviselt negyedidőszaki klímátörténet fontosabb eseményeihez kössük.

3.1.4. Laboratóriumi mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok

Mágneses szuszceptibilitás mérésekhez az alapfúrások magjait 0,5-1 méteres szakaszonként mintáztuk, lehetőség szerint a maganyag belső részéből vett mintával, amely kisebb eséllyel volt kitéve szennyeződésnek, illetve oxidációs folyamatoknak. A mintákat 2,5*2,5*2,0 cm-es átlátszó műanyag dobozokban tároltuk, a vizsgálatokat a Szabályozott Területek Felügyeleti Hatóságának laboratóriumában végeztük el egy SI-2 műszer segítségével, amely 750 Hz frekvencián és 0,1 mT csúcsértéken működik.

A korbeosztások megbízhatósága miatt fontos megemlítenem néhány olyan anyagvizsgálatot, melyek szorosan kapcsolódnak az általam mért minták feldolgozásához, de nem én végeztem őket és nem is képezik doktori disszertációm tárgyát:

1. A mágneses szuszceptibilitás adatsorok spektrális feldolgozása az AnalySeries szoftverkörnyezetben.
2. A mintákból szeparált mágneses frakciók szemcséinek vizsgálata Hitachi 4300-CFE pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM). A kémiai összetétel meghatározása BRUKER (SSD) energiamegosztó spektrométerrel történt.
3. A szuszceptibilitás minták színének numerikus meghatározása az R (vörös) G (zöld) B (kék) komponensek számítása GNU Octave kód segítségével, ill. elkészült az így nyert szín adatsorok spektrális vizsgálata is.

3.2. Karotázs korrelációk

3.2.1. A numerikus adatbázis szerkezete és terjedelme

A litológiai adatok feldolgozása során táblázatosan rögzítettük a vízföldtani naplók földtani rétegsoraiban megadott rétegek települési mélységét, a kőzet pontos elnevezését, színét, mésztartalmát, esetlegesen megadott fossziliákat és illetve a leírást végző geológus nevét. Ugyancsak táblázatosan rögzítettük a szűrőrakatok kezdő és végponjait.

A mélyfúrási geofizikai görbék (karotázsok) digitalizálása során

kutanként lehetőség szerint három görbét dolgoztunk fel, ezek a természetes potenciál (SP), természetes gamma (TG), illetve rövid és hosszú ellenállás (R_{10} , R_{40}) görbék. A fúrások görbéit 5–10 cm-es ekvidisztáns lépésközzel digitalizáltuk GeoGörbe nevű program segítségével. Az adatokat MS Acces Adatbázisban tároltuk.

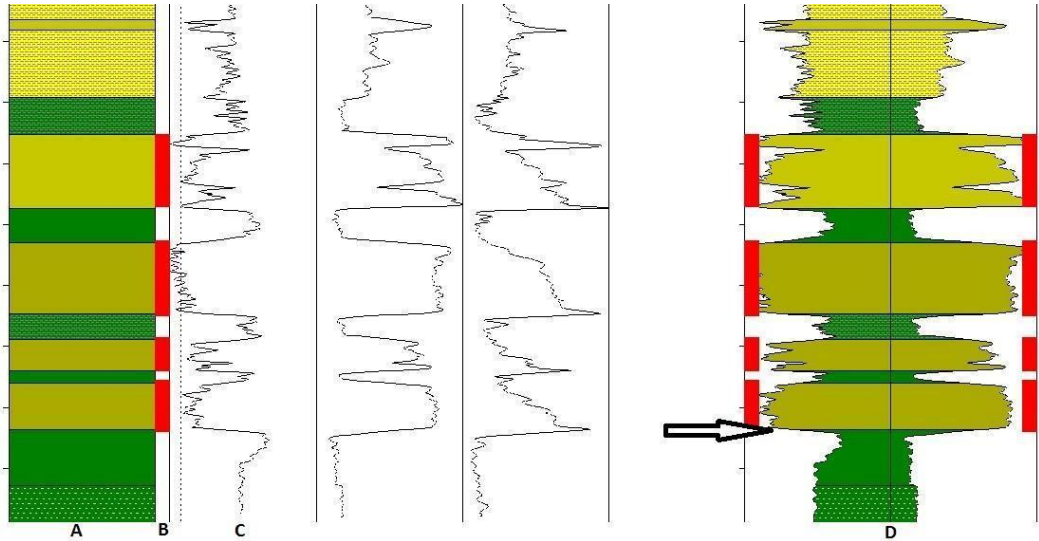
A Duna-Tisza köze területére vonatkozó fúrásfeldolgozások eddig 1290 db vízföldtani naplót érintettek.

3.2.2. Digitális fúrásszelvények (kompozitok) létrehozása

A fúrásszelvények kirajzolása SmartSktech programban történt GeoPlot elnevezésű kirajzoló algoritmus segítségével (Gyula–Németh 2005). Minden fúrás külön-külön került megrajzolásra. A kirajzolt fúrások első megjelenésekor különálló oszlopokban jelentek meg az összegyűjtött adatok, úgymint a karotázs görbék, rendre SP, ellenállás (R_{10} , R_{40}), TG, külön oszlopban a litológia, ill. a szűrőrakatok.

A kirajzolást követően a több-oszlopos állomány adatait két oszlopos kompozit szelvénybe rendeztük. Az első oszlopba került az SP, ill. a TG, a második oszlopba az ellenállás görbe. E szedimentológiában egyébként elterjedt megjelenítés oka, hogy míg az SP, illetve TG a homoktestek esetén balra tér ki, addig ugyanazon a szakaszon az ellenállás görbék kitérése ellentétes irányú, a homoktesteknél jobbra. Így rendszerint két egymástól fizikailag független adatsor teszi lehetővé a homok/agyag tartalom ill. a szemcseméret ettől korántsem független vertikális változásának együttes nyomon követését. Az ellenállás görbék kitüntetett figyelembevételével az általam vizsgált negyedidőszaki rétegsorra indokoltan alkalmazható, mivel ezekben a rétegekben a póruskitöltő folyadék elsősorban édesvíz, így az ellenállás értékek a póruskitöltő folyadék standard vezetőképessége miatt hűen képezik le a szemcseösszetétel, illetve porozitás változásait. A görbék alatti területet a vízföldtani naplók litológiai adataival töltöttük ki, minden kőzetnévhez egyedi színelcsot rendelve.

Az 5-10 cm-es lépésközzel mintázott geofizikai görbék révén így folyamatos és mélységhelyes adatsort kapunk mely követi a porozitás, szemcseösszetétel, agyag- és homoktartalom változásait.



3. ábra: A litológiai és geofizikai adatsor összevetése digitális kompozit szelvényen

A geofizikai és litológiai adatok összevetése segíti a szelvények értelmezését (3. ábra):

- lehetőség nyílik a litológiai leírásban szereplő pontatlanságok gyors azonosítása
- sok esetben több 10 méteres homoktesteket vagy „homokos agyagot” jegyez a litológiai leírás, a karotázsok segítségével azonban a kisebb változások is láthatók, fúrások között korrelálható vékony agyag betelepülések vagy vékonyabb homokrétegek is azonosíthatók a kirajzolt szelvényeken.
- a fúrásnaplók leírásában nem, vagy nem rendszeresen ill. semmiképp nem kvantitatív módon szerepel a szemcseösszetétel rétegen belüli változása. A karotázsok figyelembevételével azonosíthatók a felfelé finomodó, felfelé durvuló vagy éppen vertikálisan egyveretű trendek.

A jelenlegi Duna-völgy sík üledékképződési folyamatai légi- és űrfelvételeken is tanulmányozhatók. Jól elkülönülnek a magasabb Duna-teraszok lepusztulási szintjei, ill. a jelenlegi völgy sík meanderező vagy éppen fonatos mederrendszerekben lerakódott zátonytestei.

E felszínközeli képződmények részletes vizsgálata ugyanakkor a vízkutató fúrások adatai alapján nem végezhető el, mivel a beomlás elkerülése érdekében, a fúrásban ún. iránycsövet helyeznek el, amely a geofizikai méréseknek akadálya. Így nem nyílik lehetőség arra, hogy a litológiai változásokat geofizikai módszerekkel azonosítsunk. E felszínközeli rétegek

meghatározása jó esetben szitaminták laboratóriumban történt vizsgálata, gyakran egyszerűen a fúrómesteri közlés alapján történik.

3.2.3. A disszertációban vizsgált karotázsok részletes ismertetése

Szelvényt szerkesztés során három karotázs-típusra helyeztük a hangsúlyt: természetes potenciál, ellenállás, természetes gamma. A következő fejezetben ezek részletes bemutatása következik.

3.2.3.1. Természetes potenciál – SP

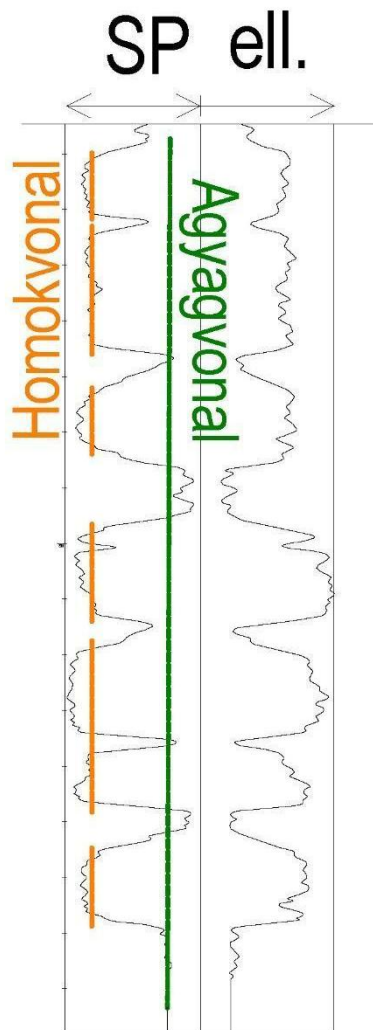
A természetes potenciál (továbbiakban SP)-görbék (angolul: Spontaneous Potential) elektromos kábeles mérési módszer, mely passzív módon méri egy vízzel teli fúróluk egész hosszában a természetben előforduló feszültséganomáliákat. Azt a potenciálkülönbséget (feszültséget) mutatja be, melyet külső elektromos tér hiányában létrejött elektromos áram generál (Beck 1981) amely akkor jön létre, ha a fúrólukban lévő folyadék és a rétegvíz ionkoncentrációja (sótartalma) eltér. A fúróluk környezetben az elektromos potenciálok membrán és diffúziós-potenciálok befolyásolják. Ez egy „nyitott lyukú kábeles geofizikai mérés” mely arra utal, hogy az SP görbét csak bélés-csővezetlen, vagyis nyitott szakaszokon tudnak mérni U.S. Environmental Protection Agency [EPA], n.d.).

A membránpotenciál, vagyis agyag-effektus az agyagrétegekben alakul ki. Az agyagásványok felülete negatív töltésű, így a pozitív pl. nátrium ionokat átengedi a fúróluk felé, ellenben a negatív kloridionokkal. Ez a folyamat, mely során a töltések elválnak egymástól adja a feszültségkülönbséget, másnéven potenciált (Collier, 1993).

Diffúziós, vagy folyadék-érintkezési potenciálról beszélünk, amikor a rétegvíz és a fúróluk találkozik. Mivel e két folyadéknak eltérő a sótartalma, az ionok a magasabb koncentrációjú (pl. sósabb) helyről az alacsonyabb koncentráció (pl. hígabb) felé kezdenek vándorolni. A sebességük eltérő - a kloridion gyorsabb a nátrium-ionnál, és ez feszültséget generál (Collier, 1993).

A membrán- és a diffúziós-potenciált figyelembe véve az derül ki, hogy ha nincs agyag a kőzetanyagban, diffúzió történik, ha van, akkor membránpotenciál lép fel, mely kiugró mértékben módosítja a jelet (EPA, n.d.).

Az SP görbe fontossága, gyakorlati haszna



4. ábra: Agyag és homokvonal futása a természetes potenciál karotázsgörbén

Az SP görbe jobb oldala egyenessel közelíthető (4. ábra). Ezt nevezzük nyugalmi állapotnak, ez az „agyagvonal” (shale baseline), mivel az agyagos rétegeknél nincs feszültségváltozás, ezáltal kitérés sem.

Homokos rétegeknél, másképp megfogalmazva: áteresztő rétegeknél az sp görbe határozottan elmozdul balra, ezt nevezzük negatív kitérésnek. Ahhoz, hogy ez megtörténjen a rétegvíznek sósabbnak, másképp fogalmazva: kisebb ellenállásiúnak kell lennie, mint a fűrőiszapnak. Ez a leggyakrabban előforduló eset.

Amennyiben az sp görbe jobbra tér ki, melyet pozitív anomáliának, vagyis jobbra irányuló kitérésnek nevezünk. Ilyenkor a fűrőiszap sósabb, mint a

rétegvíz – ez ritka eset, állhat a háttérben technikai ok, mikor sós-iszapos fúrást végeznek pl. abban az esetben, ha tudják, hogy kősót tartalmazó rétegeket fúrnak át, hiszen az édesvíz kioldja a sót és így üregeket hozna létre a fúróluk falában. Másik esetben olyan édesvízi vízbázist harántol a fúrás, melynek egyszerűen elenyésző sótartalma van és a nem sósvizes fúróiszap is sósabbnak bizonyul a pórusokat kitöltő víznél. Ez utóbbi is jobbra irányuló kitérést eredményez. Átmeneti jobbra mozdulást idézhet elő az is, ha a viszonylag nagy porozitású rétegbe nagy mélységben behatol a fúróiszap - elárasztja azt (Collier (1993) munkája alapján az EPA (n.d.)).

Az SP görbe kiválóan alkalmas az üledékrétegek elválasztására, egymástól történő megkülönböztetésére. Tisztán homok esetén a balra irányuló kitérés eléri a maximumát, agyagos homoknál kisebb a kitérés nagysága, míg tiszta agyagnál a görbe visszatér a nyugalmi állapotba, az „agyagvonalhoz”.

3.2.3.2. Fajlagos ellenállás mérés – Resistivity Logging

Az elektromos potenciál eloszlása az áramvezető elektróda körül attól függ, hogy az elektródát körülvevő anyagoknak - kőzeteknek és fluidumoknak egyaránt - milyen a fajlagos elektromos ellenállása. A kőzetalkotó ásványok szigetelők, így a méréshez elektromos áramot vezetünk a folyadékkal, vagy iszappal teli fúrólukba, ezáltal mesterséges elektromos teret hozunk létre a fúróluk környezetében. E folyamat a segítségével a fúrás által határolt különböző képződmények eltérő látszólagos fajlagos ellenállását tudjuk detektálni.

A mérési folyamat során négy elektródát használnak, melyeknél az árambevezetés és a potenciálmérés egyértelműen elkülönül, így lehet kiküszöbölni az elektródák egymásra hatását, mely megzavarhatja a kapott eredményt. A mérési eredményt befolyásolja a felszín alatti (A, B, M) és a felszíni (N) szondák közti távolság. A normál elrendezés a következőképpen néz ki:

A: áramforrás felszín alatti elektróda, ez juttatja az áramot a környezetbe.

B: az áramkört záró elektróda.

M: feszültségmérő elektróda: Megfigyeli a feszültséget a felszín alatt a kőzetben.

N: Stabil viszonyítási pont a felszínen, ehhez képest mérik a potenciálkülönbséget (EPA, n.d.).

Az A és M elektródák közötti távolság kétszeresének megfelelő sugarú gömbként képzelhető el az a térfogat, amit egy adott elektróda-elrendezés

révén vizsgálni tudunk. Minden egyes mérés ennek a mintatérfogatnak a súlyozott átlagát adja meg, így a réteghatárok nem olyan élesek, mint a valóságban. Amennyiben a szondákat messzire helyezik el egymástól (nagy szondahossz), nagyobb lesz a behatolási mélység, kevésbé torzítja a kapott eredményt a fűróiszap és az elárasztott zóna hatása, de rosszabb a felbontás, így eltűnnek a vékony rétegek. Túl közel sem ideális az elhelyezésük, mert akkor csak a fűróiszap által elárasztott zónát látjuk, viszont a réteghatárok élesebbek (EPA, n.d.).

A fajlagos ellenállás az anyag elektromos árammal szembeni ellenállását írja le, a reciproka a vezetőképesség, vagyis az áramvezetési képesség. Az elektromos tulajdonságokat befolyásoló tényezők: agyagásványok jelenléte, víztelítettség, pórusfolyadék vezetőképessége, hőmérséklet. Az ellenállás méréseket a vízföldtani kutatások során kőzetek kijelölésére, illetve sótartalom becslésére alkalmazzák. A kőzetek kijelölésének alapja, hogy a homok leggyakoribb kőzetalkotó ásványai, mint pl. a kvarc és földpát szigetelők. Ilyen üledékek esetén az áramvezetés legfeljebb az oldott ionokon keresztül történhet a pórusfolyadékokban. Agyag esetében viszont az agyagszemcsék felületén elektromos kettős réteg (ionfelhő) alakul ki, ami vezető közeget képez. Ennek eredményeképp alacsony az ellenállás. Amennyiben a póruskitöltő folyadék ionkoncentrációja magas (sós víz) a fajlagos ellenállás homokréttegben is alacsony, ami a természetes gamma (ld. alább) értékekkel összevetésben lehetővé teszi az édes/sósvíz határ megállapítását.

3.2.3.3. Természetes gamma – Neutral Gamma

A természetes gamma (továbbiakban: TG) a felszín alatti anyagokban található radioizotópok bomlása során keletkező környezeti gamma-aktivitást méri passzív módon, azaz sugárforrás nélkül. A kőzeteknek van háttérsugárzása, mely képes áthatolni a bélésű csövezésen is, így egy lecsövezett fűrólyukban, vagy akár becementezett kútban is lehet mérni – természetesen ebben az esetben fontos tudni a bélésű cső vastagságát, hogy matematikai korrekcióval vissza tudják számolni a sugárzás mértékét, ha ott nem lenne csövezés (EPA, n.d.).

A természetes radioaktivitást elsősorban három elem és azok izotópjai határozzák meg, és ezek közül valamelyik megtalálható a kőzetekben: Kálium-40 (agyagásványok, földpát), Tórium (^{232}Th – agyagok, nehézasványok), Urán (^{238}U – szerves anyag, mint fekete pala, vagy

foszfátok) (Young, 1980). A mérőműszer belsejében szcintillációs kristály (általában Nátrium-jodid) található. Amikor a gamma-foton eltalálja a kristályt, apró fényvillanást produkál, a műszer pedig ezeket a fényvillanásokat számolja és alakítja át elektromos jellé. Ebből ered a neve is: natural, azaz a kőzet saját sugárzását mérik, ellenben az aktív gamma mérésekkel, ahol radioaktív forrású anyaggal (pl. 137 Cs) bombázzák a kőzeteket – ezt a módszert elsősorban sűrűségmérésre használják. A gamma-radioaktivitás mennyiségében mutatkozó eltérések elsősorban a kőzetek geokémiai összetételének eltéréséből adódnak, ezáltal lehet használni ásványtani és litológiai változások értelmezésére.

A TG mérés során az adatokat jellemzően másodpercenkénti beütésszámban (counts per second – CPS) adják meg. Általában elsőként, vagy több szondával együtt mérik. Két fő felhasználási módja van: litológiai meghatározás illetve a fúróluk szelvény mélység-korrektiója (EPA, n.d.).

Az üledékes kőzetek közül az agyagok a legradioaktívabbak, így kezdetben elsősorban az agyagos rétegek azonosítására használták a TG méréseket (magas API-érték, a görbe az agyagvonalat követi, ezt vízzáró szintnek is nevezzük), mivel az agyagoshomok közepes, a kavicsok, kemény kőzetek pedig alacsony beütésszámot produkáltak. Ez utóbbi alacsony API értékét kifejtve: a homokban a kvarc dominál, ami nem sugároz, így az agyaggal ellentétben ezeknél a kőzeteknél a kitérés az agyag-alapvonalhoz képest balra tart, másszóval vízáadó réteget jelöl.

Nem alkalmas a TG önmagában a kavics és homok rétegek elkülönítésére, hiszen a radioaktivitása mindkét kőzettípusnak alacsony. E két kőzettípus elkülönítését ellenállás méréssel és a litológiai adatok összevetésével tudtam vizsgálni munkám során.

A TG kiválóan alkalmas egyszerű kőzettani elkülönítésre, különösen a laza üledékek esetén – ez utóbbi a vízkutatásban fontos, ahol homokos-kavicsos rétegeket keresünk. Ahogy korábban említettem, kavics és homok esetén alacsony a jel, hiszen a kőzetanyagban magasabb lehet a kvarc tartalma, ezáltal ezek a szakaszok potenciális víztározókat jelölhetnek.

Jelen dolgozat szempontjából lényeges, kőzetvázra vonatkozó összefoglalás a fejezetben eddig megfogalmazott információk alapján.

1. Táblázat: Természetes potenciál, természetes gamma és fajlagos ellenállás görbék összehasonlító

Karotázs neve	Mit mér?	Görbe kitérése	Azonosított üledék és/vagy fluidum
Természetes potenciál - SP	Természetes elektromos feszültségkülönbség	Balra kitérés: Porózus, áteresztő réteg.	Homok, kavicsos homok, kavics
		Jobbra kitérés: Tömör réteg	Agyag, agyagos iszap
Ellenállás	Kőzet elektromos ellenállása	Balra kitérés: alacsony, vezető anyag alkotja a kőzetvázat	agyag, agyagos iszap
		Jobbra kitérés: magas – szigetelő anyag alkotja a kőzetvázat	homok, kavicsos homok, kavics
Természetes Gamma – TG	K, izotóp sugárzása	Jobbra kitérés: magas értékek	agyag, agyagos iszap
		Balra kitérés: alacsony értékek	Homok, kavicsos homok, kavics

3.2.3.4. Mágneses szuszceptibilitás - Magnetic Susceptibility

Mágneses szuszceptibilitás mérése a kőzetekben

A MS mérésekor azt vizsgáljuk, hogy egy adott anyag milyen mértékben mágneseződik fel a külső mágneses tér hatására. Minden anyag mágneses válasza az atomjaiban lévő elektronok mozgásából ered. Az elektronok mozognak a mag körül (pályamomentum), illetve beszélünk spinmomentumról, ami a mágnesség fizikai megjelenési formája. Ez utóbbit úgy kell elképzelni, hogy az elektron apró mágneses dipólusként viselkedik, így van déli és északi pólusa (ez nem jelenti azt, hogy forog a tengelye körül). A legtöbb ásványban ezek a momentumok kioltják egymást az elektronpárok miatt, mivel a két elektron spinje eltérő dipólusú, így gyenge lesz az

elektromos válasz. Azonban, ha párosítatlan elektronok vannak jelen, nincs mellette másik, ellentétes spinű elektron, mely kioltaná, így az egyedülálló elektron megőrzi saját mágneses momentumát – ez különösen igaz a vas (Fe), mangán (Mn), vagy nikkell (Ni) elemek esetén (NDT Resource Center, n.d.).

Ez alapján öt fő MS típust lehet elkülöníteni:

2. Táblázat: Mágneses viselkedés és mágneses érzékenység (Dearing, 1999)

Mágneses típus	Szuszeptibilitás nagysága	Ásványok	Mechanizmus
Diamágnesesség	Gyengén negatív	Kvarc, kalcit, halit, víz	Párosított elektronok
Antiferromágnesesség	Gyenge-közepesen pozitív	hematit, goethit, ilmenit	Egymással ellentétes, nem egyenlő momentumok
Paramágnesesség	Gyengén pozitív	Olivin, piroxén, biotit, sziderit	Párosítatlan elektronok
Ferromágnesesség	Erősen pozitív	Nikkel, kobalt, elemi vas	A momentumok párhuzamos rendeződése doméneken belül
Ferrimágnesesség	Erősen pozitív	Magnetit, maghemit, pirrotit	Egymással ellentétes, nem egyenlő momentumok

A geológiailag kiemelt fontosságú mágneses ásványok vagy vas-titán-oxigén csoportban találhatóak, vagy a vas-szulfur csoportban, az előbbiben 5, utóbbiban két ilyen ásványról beszélünk. Grant and West 1965-ben készített egy összefoglalót ezekről az ásványokról, ami tartalmazza a legfontosabb

információkat az ásványok mágneseességéről. Ezt mutatja be a következő táblázat.

3. Táblázat: Ásványok mágneseessége (Grant & West, 1965)

Ásvány	Képlet	Átlagos szuszceptibilitás	Mágneses típus
Magnetit	Fe ₃ O ₄	6000*10 ⁻³	Ferrimágnes
Ulvospinel	Fe ₂ TiO ₄	~0	Antiferromágnes
Ilmenit	FeTiO ₃	1800*10 ⁻³	Antiferromágnes
Hematit	Fe ₂ O ₃	6,5*10 ⁻³	Antiferromágnes
Maghemit	Fe ₂ O ₃	~6000*10 ⁻³	Ferrimágnes
Pirit	FeS ₂	1,5*10 ⁻³	Diamágnes
Pirrhottit	Fe ₇ S ₈	1500*10 ⁻³	Ferrimágnes

Az ásványok kristályszerkezeti eltérései is befolyásolják a mágneses szuszceptibilitás szintjét. A hematit és a maghemit képlete megegyezik ugyan, de eltérő szerkezetük miatt az MS mértéke is eltérő lett.

4. Táblázat: Jelen dolgozat szempontjából lényeges ásványok mágneses szuszceptibilitás-értéke (Boyd, n.d., idézi: University of British Columbia, n.d.)

Ásvány	Szuszeptibilitás*10 ⁻³ (SI)
Kvarc	-0,01
Kalcit	-0,001-0,01
Agyagpala	0,01-15
Homokkő	0-20
Ilmenit	300-3500
Magnetit	1200-19200

A szuszceptibilitás alkalmazása a negyedidőszaki üledékes kőzeteknél kiemelt jelentőséggel bír. A hegyvidéki területeken fagyaprózódás hatására kiszabadult mágneses ásványok a permafrost olvadását követően a medencékben, üledékes kőzetanyagként halmozódnak fel, ezáltal érzékeny paleoklimatikus indikátorrá válik, hiszen a gyors betemetődés meggátolja pl. a magnetit mállását, ami a legkiugróbb értéket adó ferrimágneses ásvány. Betemetődött környezetben nem mállik tovább, értéke megjelenik az MS mérésekben.

A disszertációban bemutatott MS méréseknél minden esetben látható piros csúcsok a statisztikai outlier értékeket mutatják.

3.2.4. A karotázs korreláció szempontjai

Az őskörnyezeti értelmezés során a kialakult közet jellemzői pl. szemcseméret és rétegzés alapján magát a lehetséges a felhalmozódási környezetet azonosítjuk (Anderton 1985, Walker 2006). A lehetséges kialakulási környezet figyelembevétele a litológiai adatokkal összevetve lehetővé teszi, hogy egy litológiai jellemző (pl. porozitás) vertikális és horizontális heterogenitására (pl. egyveretű, vagy mozaikos), térbeli kiterjedésére (pl. vonal mentén vagy sík szerűen kiterjedt) és térbeli kapcsolatrendszerére (pl. összefüggő vagy izolált) vonatkozó jóslásokat tegyünk (Anderson 1989, Maliva 2016).

A doktori dolgozatban az őskörnyezeti értékelés elsősorban a karotázs görbék értelmezésén alapul. A szakirodalom ilyen esetben „elektrofácies”, vagy „log fácies” kifejezést alkalmaz. A fúrás kompozitok összevetése alapján könnyen felismerhetők a rétegsor települési jellemzői, ill. a rétegsorban bekövetkező oldalirányú változások is. Ilyen lehet például több 10 méter vastag homoktestek megjelenése, melyeket elvéve szakít meg egy-egy finomszemcsés ártéri üledék.

A görbealak és litológia figyelembevételével sok esetben felhalmozódási környezetek egész sora rajzolódik ki, ami egymással kapcsolatban lévő egykori őskörnyezet típusok rendszere (pl. meder-ártér-folyóhát-gátszakadás üledéke). Erre lehet példa egy adott rétegsorban bekövetkező fölfelé durvulás azaz „progradáció” is pl. egy tó feltöltődése vagy egy legyezőszerű hordalékkúp kiépülése következtében.

Ha egy adott rétegsorban a felhalmozódási környezetek többször ismétlődnek vertikálisan, a rétegsorra jellemző elemi üledékciklusokról beszélhetünk. Az elemi ciklusok akár pár méteres vastagságban is lehetővé teszik a fúrások közötti korrelációt, horizontális követésük viszont nem mindig egyszerű, éppen a kis vertikális vastagság miatt. S itt természetesen az sem mindegy, mi a képződési környezet: egy meander öv keresztirányú követésére 1-2 km-en van reális lehetőség, míg egy tavi sorozat, deltalebény vagy folyóvízi hordalékkúp lebény akár több 10 km-es kiterjedésű is lehet a tó kiterjedésétől ill. a létrehozó vízfolyás méretétől függően.

Az elemi üledékciklusoknak tehát korlátozott a területi kiterjedése. A

regionális vizsgálatok során éppen ezért inkább azt vizsgáljuk, hogy az elemi ciklusok általános jellegében történt-e változás (cf. „üledékes rendszeregység” VanWagoner et al. 1990). A rétegsorban ekkor azonosított felületek már lehetnek regionális korrelációs felszínek.

A karotázs korreláció során tehát elsősorban az üledékes rendszeregységekhez hasonló összeteteket és az azokat felépítő elemi ciklusokat vesszük figyelembe, de pl. lokális vízföldtani modellezés esetén szükség lehet a litológiai különbségek nagyobb felbontású figyelembevételére is. Ekkor a térképezett egységeket tovább bonthatjuk agyagos és homokos szakaszokra, mely így a modellrétegek számát tetszés szerint növelheti.

3.2.5. A karotázs korrelációs szelvényháló kialakítása

A Duna–Tisza-köze területére vonatkozó fúrásfeldolgozások eddig 1290 db vízföldtani naplót érintettek. A doktori kutatásban a karotázs korrelációs vizsgálatra történő kiválasztás során elsőbbséget élveznek a negyedidőszaki rétegsort teljesen vagy közel teljesen harántoló, a nyitott szakaszban teljes hosszban, legalább két megbízható mérési adatsorral reprezentált fúrások.

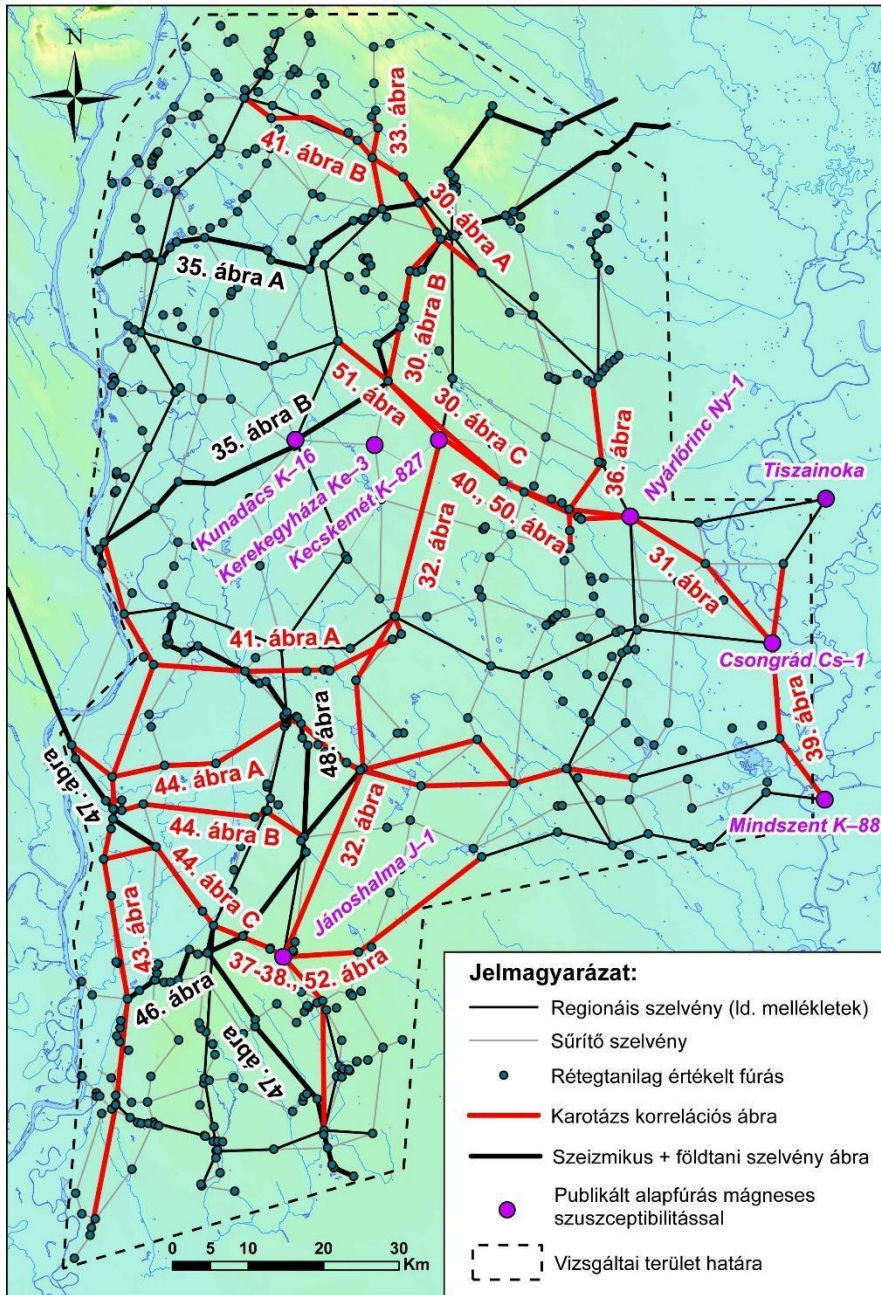
Egy karotázs korrelációs szelvényeken első pillantásra áttekinthető fúrásszám a tapasztalat szerint 10 és 20 közé esik. Ilyen felbontás mellett a területre eső szelvények által összekötött fúrások száma 81 db. Ennek az adatsűrűségnek előnye, hogy az egész területre áttekintő képet ad, s a kereszteződő szelvények egységes értelmezése – ami a koherens 3D modellezés alapfeltétele – kezelhető számú keresztezési ponton végezhető el. Ebben a felbontásban készült el a területet lefedő és a földtani viszonyok bemutatására alkalmas 11 áttekintő korrelációs szelvény (5 É–D, 6 K–Ny irányban) (5. ábra). Az így értelmezett fúrások azonban a 3D modellezéshez nem biztosítanak kellő adatsűrűséget.

Az áttekintő korrelációs szelvényekkel közel párhuzamosan, azok mentén és azok között ún. sűrítő szelvények készültek. Ezekbe bekerültek az áttekintő szelvények értelmezett fúrásai, ugyanakkor „felfűznek” minden a szelvényirány közelébe eső kellő mélységű és megbízhatóan szelvényezett mélyfúrást. A sűrítő szelvények révén az értelmezett fúrások száma 513-ra emelkedett, s a 3D modell koherenciáját biztosító szelvénykereszteződések száma is jelentősen megnőtt.

A nagy fúrássűrűséggel jellemezhető vízbázisok területén, ill. az áttekintő és sűrítő szelvények között „visszamaradt”, így az értelmezésből első

lépésben kimaradt területrészek kútjainak értelmezéséhez lokális szelvények készültek, a már elkészült szelvényháló értelmezett fúrásaihoz illesztve. Ezzel további 80 fúrás értelmezése vált lehetővé. Az így elkészült korrelációs szelvényháló segítségével összesen 593 fúrás került értelmezésre. Ez az adatbázisban a területre eső 1290 fúrás közel fele (46 %), ami a korábbi szisztematikus feldolgozáshoz képest (Urbancsek 1977) nagyságrendi adattartalom növekedést (66 vs. 593) jelent.

Ezen a ponton fontos kiemelni, hogy a kiválasztott fúrásokat minden esetben megelőzte egy úgynevezett „előszűrés”. A területen sokkal több vízkutató fúrás mélyült, mint amennyi végül feldolgozásra került. Ennek oka az, hogy minden egyes fúrást egyenként megvizsgáltunk, rendelkezik-e litológiai adatokkal, illetve karotázis-mérésekkel, valamint az előzetes ismereteink alapján az adott terület kvartertalp-mélységét is figyelembe vettük. Ideális esetben harántolta az adott mélységet, de ez nem minden fúrásnál valósult meg – ellenkező esetben csak akkor került fel a szelvényhálóra, ha a) a környező fúrások még kevesebb adatot tartalmaztak; b) túl nagy távolság lett volna két szelvényen vizsgált fúrás között; c) az adott kút leírása, illetve karotázisa fontos információkkal rendelkezett a rétegsor pontosabb megértésére, így megjelenítése elengedhetetlenné vált.



5. ábra: A kutatási területen kialakított karotázs korrelációs szelvényháló

3.3. 3D modell létrehozása

A korrelációs szelvények mentén összesen 593 db mélyfúrás rétegtani értékelését készítettük el. Az értékelés során a regionális földtani modellezések kapcsán rendszerint egyetlen (model)réteggként kezelt negyedidőszaki rétegsort 11 rétegre bontottuk. Az azonosított réteghatárok települési mélységét fúrásonként meghatároztuk ($593 \cdot 11 = 6523$ adatpont), az így készült rétegtani adattáblát 3D modellezési környezetek (Jewel, Surfer, Modflow, Feflow) által importálható formára hoztuk.

A korrelációs szelvények eredményeinek térbeli értékeléséhez az SZTFH – Földtani Szolgálat szilárd kőzetváz modellezési gyakorlatában meghonosodott Jewel SuiteTM Subsurface Modeling¹ (Baker Hughes – a GE Company) környezetben hoztunk létre az egész területre kiterjedő 3D modellt. A modellezés célja, hogy az elérhető adatokat egységesen egy 3D modellen keresztül mutassa be, így támogatva a földtani folyamatok értelmezését, illetve további lépések, mint például hidrodinamikai modellek, termelési folyamatok tervezését (Elek 2006). A létrehozott projektben később több különböző modell elkészítése is lehetséges, így alkalmas lehet eltérő földtani modellek alapján több forgatókönyv készítésére és összehasonlítására.

Bemeneti adatként minden fúrásnál lemértük a különböző felületek mélységadatait és ezeket egy táblába tároltuk. A 3D modellezés bemeneti adatait két .txt fájl képezi. Az elsőben található a fúrások metaadatai (név, koordináták), a másodikban az azonosított rétegtani egységek megnevezése, tető és talppontja, számított vastagsága.

A program segítségével minden felületet külön vizsgáltunk. A negyedidőszak fejlődéstörténeti rekonstrukciója során meghatározott tíz felület így tíz különböző térképen jelenhetett meg.

3.4. A rétegtani egységek 3D modellezése

3.4.1 Adat előkészítés

A munka alapját az elkészült karotázs korrelációs szelvényháló adta (5. ábra). Minden felület mélységét (measured depth – md) egyenként mértünk a SmartSketch programon belül és EXCEL táblázatban tároltuk. Fontos megjegyezni, hogy a hiányzó, azaz vastagság nélküli (= 0 méter vastag) értékeket JewelSuite környezetben történő használat előtt ki kell szűrni az

¹ <https://www.bakerhughes.com>

adatbázisból. A program további sajátossága, hogy a fúrások koordinátáit tartalmazó táblában a „z” koordinátát meg kell szorozni (-1)-gyel, így jelennek meg később a fúrások a valóságnak megfelelő mélységben. A Jewel program nem fut hibátlanul, ha a forrásfájlban vessző található. Mivel a program alapesetben „láb” -ban számol, fontos az importálás megkezdése előtt a mértékegység beállítása (Tools/Options) (JewelSuite 2011: Static Modeling Workflow Tools). A bemutatott ábrák ortogonális nézetben készültek, így minden objektum azonos méretarányú. Ezzel a funkcióval pontosabbá válnak a mérések, illetve méretezések.

3.4.2 Adatok importálása

A fúrások betöltéséhez a Data Import/Well data menüpont alatt történik. Itt lehetőség van az importálás módjának megválasztására (6. ábra). Esetünkben a „User-defined Formatting for Column Files” a célszerű, ebben az esetben ugyanis lehetőségünk van egyenként kiválasztani a további munkához szükséges mezőket, illetve beállítani azok pontos jelentéstartalmát (pl. Northing/Easting koordináták meghatározása). Az első importálásnál minden egyes fúráshoz hozzá tudjuk rendelni a megfelelő rétegeket – itt fontos, a 0 vastagsággal rendelkező rétegek kihagyása. A program csak a kezdő mélységeket veszi figyelembe, így csak a „tól” értékekre van szükségünk, illetve a réteg pontos elnevezésére. A „Start import line” pontban természetesen 2-es szám szerepeljen, hiszen az első sort a mezők neve foglalja. Sikeres importálás esetén, a program bal szélén látható menüsorban megjelenik a fájlban szereplő fúrások listája, és a fúrások nyomvonalai megjeleníthető a modell térben (7. ábra).

Import as X

File extension: Column reader

Choose how to import these files:

Description	
Production Analyst / OFM Well Location Files (*.xy)	
Production Analyst / OFM Well Trajectory Files (*.dev)	
RMS Well Trajectory Files (*.w)	
Roxar Well Trajectory Files (*.trj)	
Schlumberger Well Survey Files (*.xls,*.xlsx)	
User-defined Formatting for Column Files (*.*)	
WDB Well Data Files (*.wdb)	
Wellbore PERFORATION Files (*.*)	
ZMAP Well Location Files (*.*)	

User-Defined Column Data - Step 1/2: Select the settings to load this data

dkk_modell_nyers_fr.txt

<input checked="" type="checkbox"/> use	<input checked="" type="checkbox"/> use	<input checked="" type="checkbox"/> use	<input type="checkbox"/> use	<input checked="" type="checkbox"/> use	<input checked="" type="checkbox"/> use
Name	Northing	Easting		Tvss	Length
	Distance	Distance		Depth	Depth
	meter	meter		meter	meter
id	x	y	z	z_jo	talp

Well table settings

Start import at line:

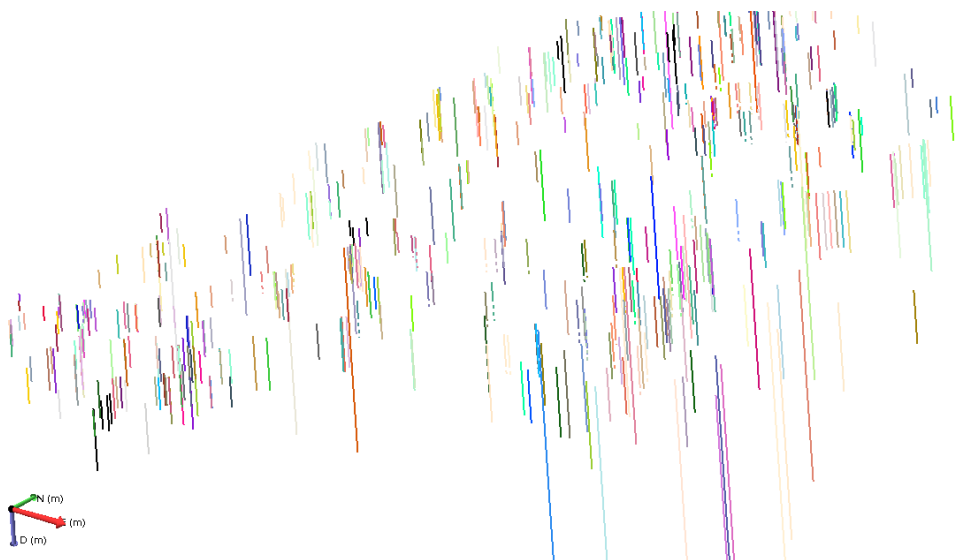
Delimiters:

Tab Space

Comma Semicolon

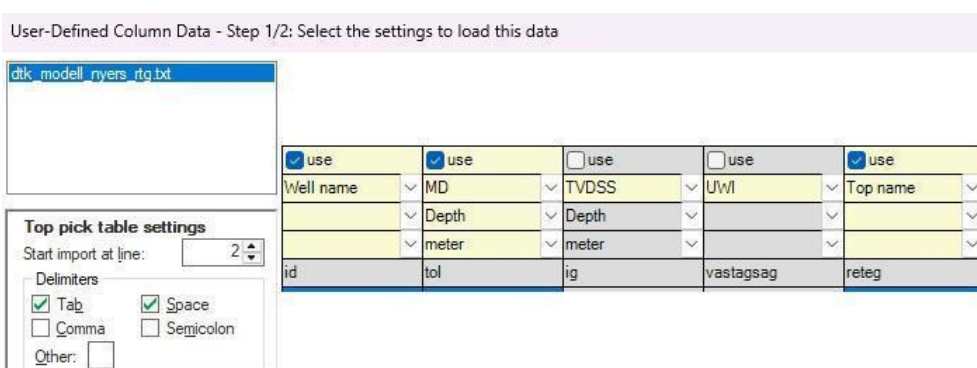
Other:

6. ábra: Fúrás adatok importálási lépései JewelSuite programban



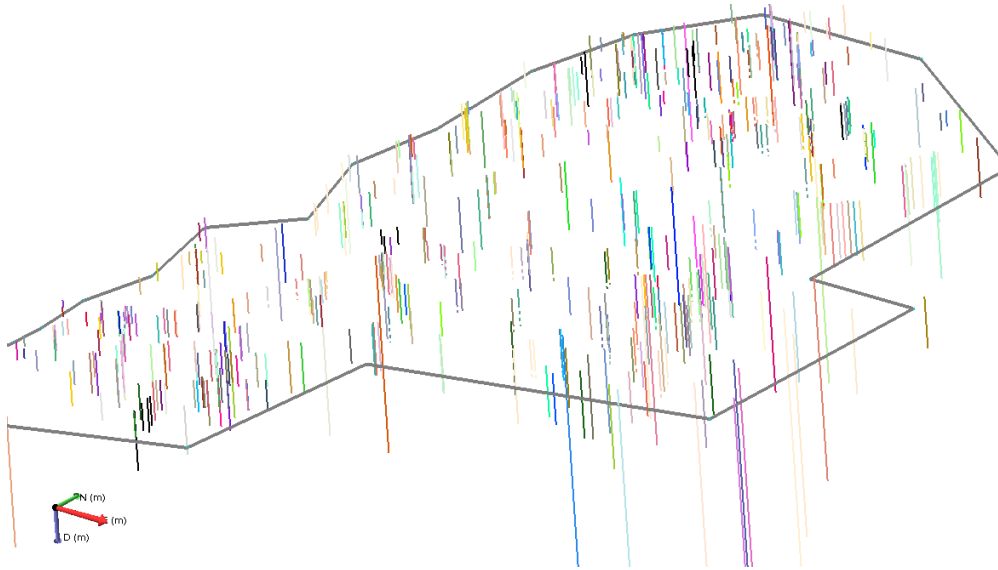
7. ábra: Fúrás nyomvonalak megjelenítése a modell térben

Ezt követi a rétegsor importálása. A Data Import/Tops Data parancs alatt az előbbiekhöz hasonlóan a „User-defined Formatting for Column Files” opciót választottuk. Három adatra volt szükség: a fúrás ID („Well name”), a réteg pontos neve („Top name”), illetve az adott réteg kezdő mélysége (measured depth – „MD”) – a mértékegység még itt is módosítható. Az előző importáláshoz hasonlóan figyelni kell arra, hogy az importált adatok a mezőnevek megtartása esetén a 2. sorban kezdődnek („Start import line”). A két adatsor sikeres importálása után minden egyes réteget pontfelhővé kell konvertálni (jobb gomb helyi menü). Végeredményül a modell térben a fúrásvonalak mentén megjeleníthetők a réteghatárok (8. ábra).



8. ábra: Réteg adatok importálása (sárgával az importált oszlopok)

Ezt követi a modell térképi lehatárolása. Shape fájl importálásával megadható a kutatási terület pontos határa. Ezt a későbbi munkafolyamatok elősegítése érdekében „polyline set” -té alakítjuk (Create polyline set) (9. ábra).



9. ábra: Réteghatárok megjelenítése és a modellter lehatárolása

Utolsó lépés a topográfiai felszín megadása. Ugyancsak a „Data Import” menün belül kell választani a „2D Grid Data” gombot. Ennél a lehetőségénél „zmap” fájl típus tölthető be, mely segítségével létrejön a felszín, mint felület.

3.4.3 A modellterület (Area) kialakítása

A Jewel Gridding lépések előfeltétele az „Area” létrehozása. Ehhez a „Model Area Definition” menüpontban állíthatók be a szükséges adatok (10. ábra). Módosítható az „area” kiterjedése, vastagsága, a voxelek száma azaz a modell sűrűsége. A határok megadásakor érdemes figyelembe venni a kutatási területen található fúrások legmélyebb és legmagasabb pontját is figyelembe venni. Mindezek eredményeként jön létre a Voxel-alapú térmodell (11. ábra). Egy „igazi” Voxel-modell-modell kockákból épül fel. A JewelSuite modellje ebben eltér, itt oszlopok jönnek létre („Jewel voxel”).

Model Area Definition

1 Select or create a model area

Name:

Active area:

2 Calculate area dimensions

Calculate from model data

Azimuth: °

Copy from grid

Compute from polyline set

3 Specify lateral dimensions

	Easting	Northing	
Location:	<input type="text" value="637538"/>	<input type="text" value="70078"/>	m
	I	J	
Length:	<input type="text" value="100000"/>	<input type="text" value="166500"/>	m
Size:	<input type="text" value="500"/>	<input type="text" value="500"/>	m
# of cells:	<input type="text" value="200"/>	<input type="text" value="333"/>	

Keep lateral cell dimension when moving area

Azimuth: °



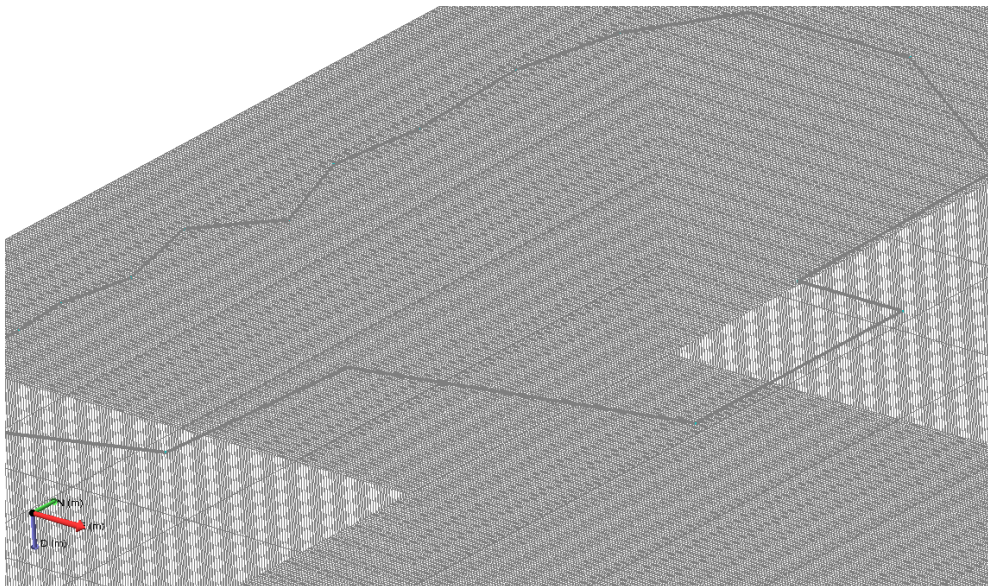
4 Specify vertical dimensions

Tvss: m

Length: m

5 Update area settings

10. ábra: A Model Area Definition beállításai



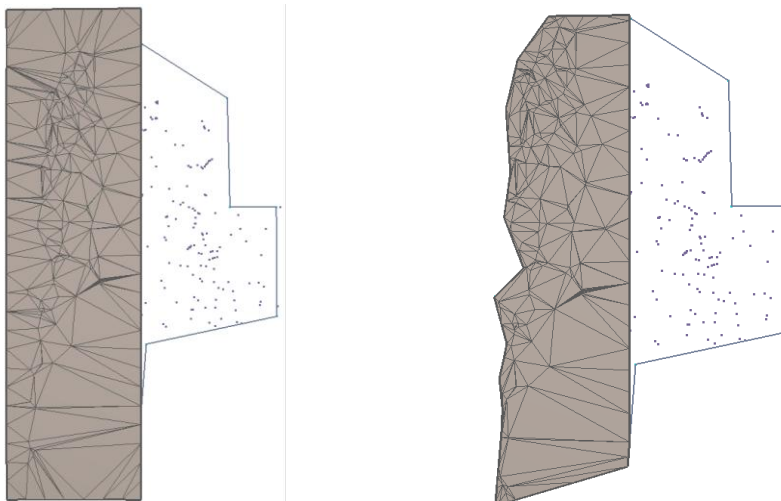
11. ábra: Az Area létrehozásával elkészült Voxel-model

3.4.4 Tri-mesh fájlok

A továbbiakban a felszínnel együtt 12 felülettel dolgozunk. Ehhez első lépésben minden felületből külön-külön „Tri-mesh” fájlt hozunk létre. Ehhez az adott rétegre jobb gombbal kattintva a „Triangulate” parancsra kell kattintani. Ezt követően az összes felületnek egyenként ellenőrizni kell az általános adatait a „General” fülön belül. A „Geological type”-nál „Horizon” kell szerepeljen mindegyiknél. A „Tri-mesh” felületek csak azokon a területeken jönnek létre, ahol a fúrásokban ténylegesen megjelenik az adott képződmény, így értelemszerűen nem fedik le a felületek a teljes kutatási területet. Az azonosított és/vagy feltételezett diszkordanciákkal a modellépítés során egyelőre nem foglalkoztunk.

Következő lépésben minden szintet körbe kellett vágni a „Model Area” kiterjedésével, hogy csak a kutatási terület határain belül jelenjenek meg a felületek („Tri-mesh Operations”). Az összes réteg kijelölését követően a 2/2-es oldalon található 3. pont („Remove triangles”), ezen belül „Areal delete” bejelölése után megadhatjuk, hogy a terület határán belüli, vagy kívüli adatokat törölje a program. Ez esetben természetesen a kutatási területen belüli adatok maradnak meg, azaz a külsőket töröljük („outside”). Mivel a terület határát adó .shape fájlt előzetesen polygonná alakítottuk, a „polygon” lehetőség választásával megadható a területhatár, mint a törlés („Remove”) feltétele (12., 13. ábrák). A földalatti testek modellezésekor nem mindig elegendő a „Jewel voxel”-modell felbontását növelni a lehető legrészletesebb

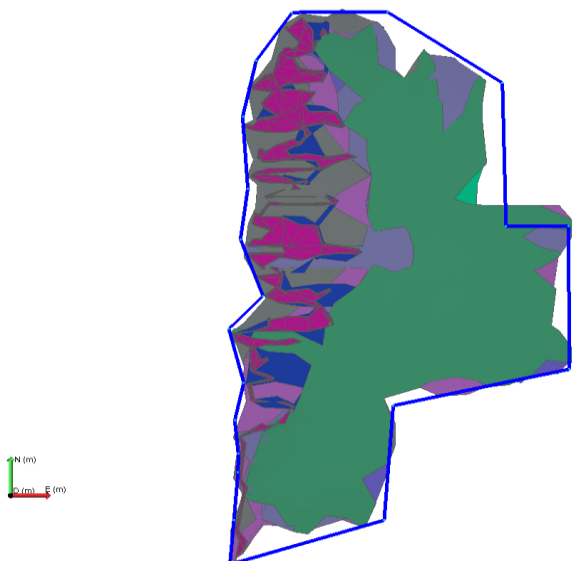
információk kinyerésére. A pontosság növelése érdekében szabálytalan térbeli tesszellációs modellt hoz létre a program, melyhez szabálytalan tetraédereket alkalmaz, amennyiben ismert az x, y és z koordináta².



Levágás előtt

Levágás után

12. ábra: Egy elkészült Tri-mesh felület a területhatárral való körbevágás előtt és után



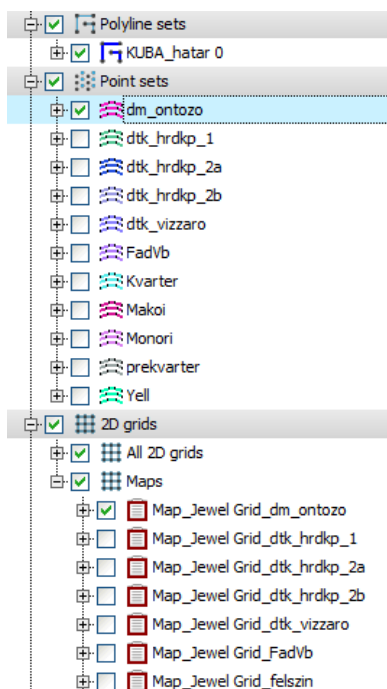
13. ábra: Az elkészült Tri-mesh fájlok - háromszög-tesszellációs (TIN) felületek

² http://www.agt.bme.hu/tutor_h/terinfor/t26b.htm#sztlant

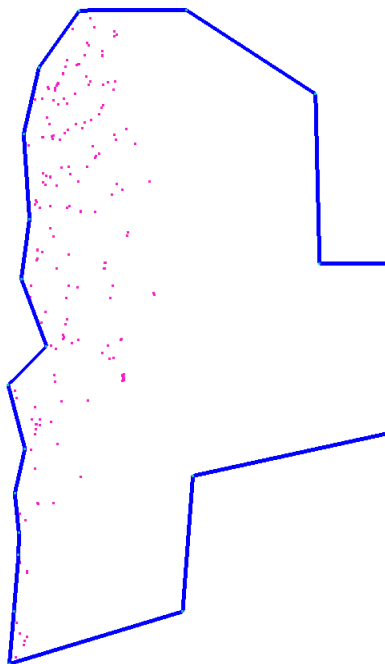
3.4.5 2D Grid felületek

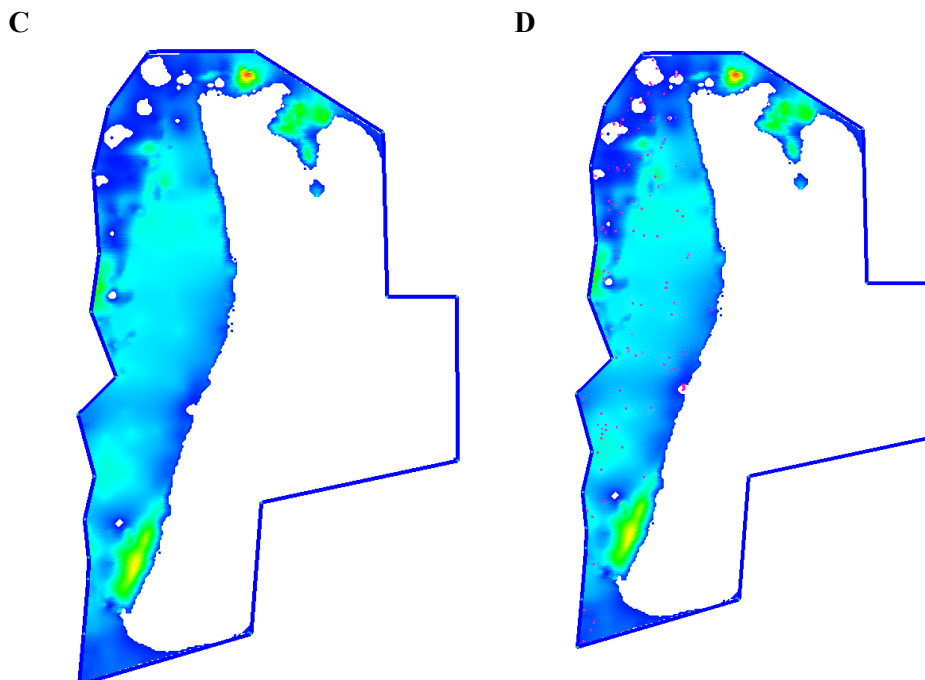
A 2D grid felületek létrehozása a 2D Gridding □ Surface Interpolation parancssorban történik. Az összes réteg kijelölése után meg kell adni a hozzá tartozó „Area”-t, illetve az előző szakaszban leírt területhatárokat. Az „Interpolation settings” menüpontban az „Ordinary Kriging” opciót választottuk. Az „Interpolate” parancs létrehozza a 2D felületeket. Itt ellenőrizhetők a korábbi lépések (14. ábra). A bemutatott ábrán a Duna-völgy menti üledékek („dm_ontozo”) példáját láthatjuk. Jelen esetben szükségünk van a terület határára („Polyline sets”). A „Point sets” menün belül csak a „dm_ontozo” réteggel rendelkező fúrások aktívak, a „2D grids”-en belül pedig ugyancsak a „dm_ontozo” szint interpolált felülete aktív. Esetenként interpolálási hiba következtében a program olyan területre is generál adatot, ahol az adott réteggel rendelkező fúrás nem található. Az elkészült gridek „z” értékét exportálás előtt érdemes (-1)-gyel megszorozni. Erre a lépésre az importálás előtti állapot visszaállítása érdekében van szükség amennyiben az elkészült felületekkel egy másik programban akarunk tovább dolgozni, mivel a Jewel a valósághoz képest „fordítva gondolkodik”.

A




B





14. ábra: 2D grid létrehozásának és ellenőrzésének lépései a Duna-völgy menti üledékek példáján A) Az importált rétegsorok pontfelhői, alatta a kriegeléssel létrehozott 2D gridek; B) Az adott réteg kiterjedése pontfelhőként; C) Az adott réteg kiterjedése 2D térképen; D) Az importált adatsor és a belőle készült 2D modell összevetése.

3.4.6 Model Layer Definition

A program a betöltött adatok alapján automatikusan létrehozza a rétegsort (a menüsorban szereplő ikon: []). Amennyiben a sorrend helyes, további teendő nincs (15. ábra). Ha viszont eltérést látunk a „Model Layer Definition” menüt kell megnyitni, ami a 3D Gridding alatt található (16. ábra). Ezen belül a 4-es pontban lehet kiválasztani a módosítani kívánt réteget, az 5-ös pontban pedig a kiválasztott réteget lehetőségünk van specifikálni. Módosíthatjuk az elnevezést, a vastagságot, illetve, ha rossz sorrendben vannak a rétegek, itt minden egyes felülethez hozzá lehet rendelni a megfelelő „Top Surface”-t (ami jelen esetben a vizsgált felület), illetve „Base Surface”-t (ami a vizsgált felület után következik).

Level 0	Level 1	
Reservoir	felszin	felszin
	dm_ontozo	dm_ontozo
	dtk_hrdkp_1	dtk_hrdkp_1
	dtk_hrdkp_2a	dtk_hrdkp_2a
	dtk_hrdkp_2b	dtk_hrdkp_2b
	dtk_vizzaro	dtk_vizzaro
	Makoi	Makoi
	Monori	Monori
	FadVb	FadVb
	Yell	Yell
	Kvarter	Kvarter
	prekvarter	

15. ábra: Ideális rétegsorrend a beimportált adatok alapján

Model Layer Definition

Lock the active level setting

3 Specify reservoir settings (Optional)

Restrict grid area to data

Minimum grid hole size: m

Reservoir top: m

4 Select the model layer

5 Specify the model layer properties

Name:

Level:

Thickness: m

Use layer thickness

Internal layers:

Top surface:

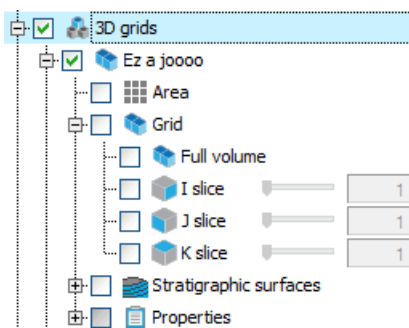
Base surface:

16. ábra: A Model Layer Definition kezelési felülete

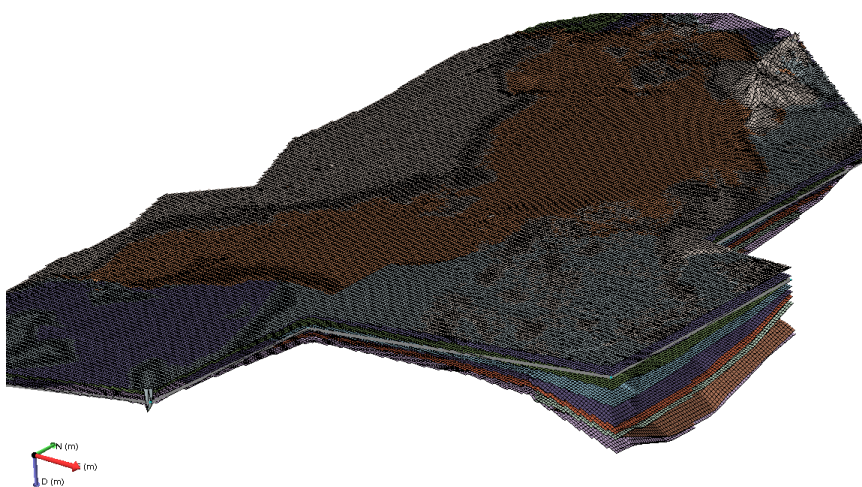
3.4.7 Jewel Gridding

Ennek a műveletnek a részleteit a „3D Gridding” menün belül a Jewel Gridding gombra kattintva állíthatjuk be. Új grid készítése mellett lehetőség van már meglévő 3D grid felülírására is. Itt még egyszer ellenőrizhetjük a rétegek sorrendjét (megfelelő legyen az adott réteg fedő és fekü rétege), egyéb adatait. Az „Execute” gombra kattintva fut le a parancs.

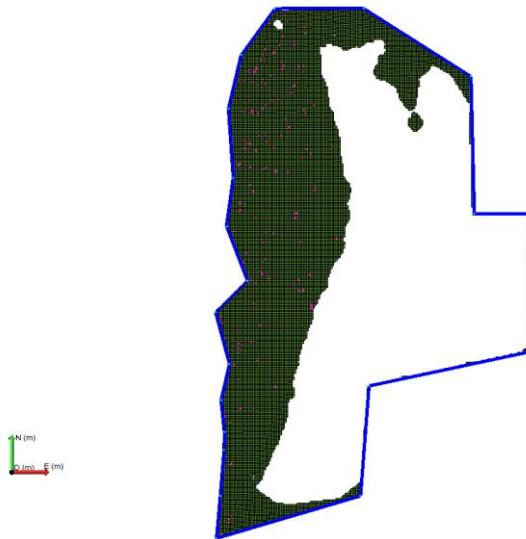
A létrejött 3D Gridet a program bal oldalán látható „Solution Explorer (Field)” felületen belül tudjuk áttekinteni (17. ábra). Amennyiben a „Full volume” gombot inaktívvá, az alatta szereplő „K slice” opciót pedig aktívvá teszünk minden réteget egyenként ellenőrizni tudunk a hozzá tartozó „Point set” kijelölésével. A „K” felületen egyes rétegeket számok jelzik, amennyiben a sorrendünk a „Model Definition View”-ban helyes volt, akkor egyértelműen azonosítani lehet a számokat a hozzájuk tartozó rétegekhez, ezáltal pedig a megfelelő pontfelhőhöz.



17. ábra: Az elkészült Jewel Grid kezelőfelülete

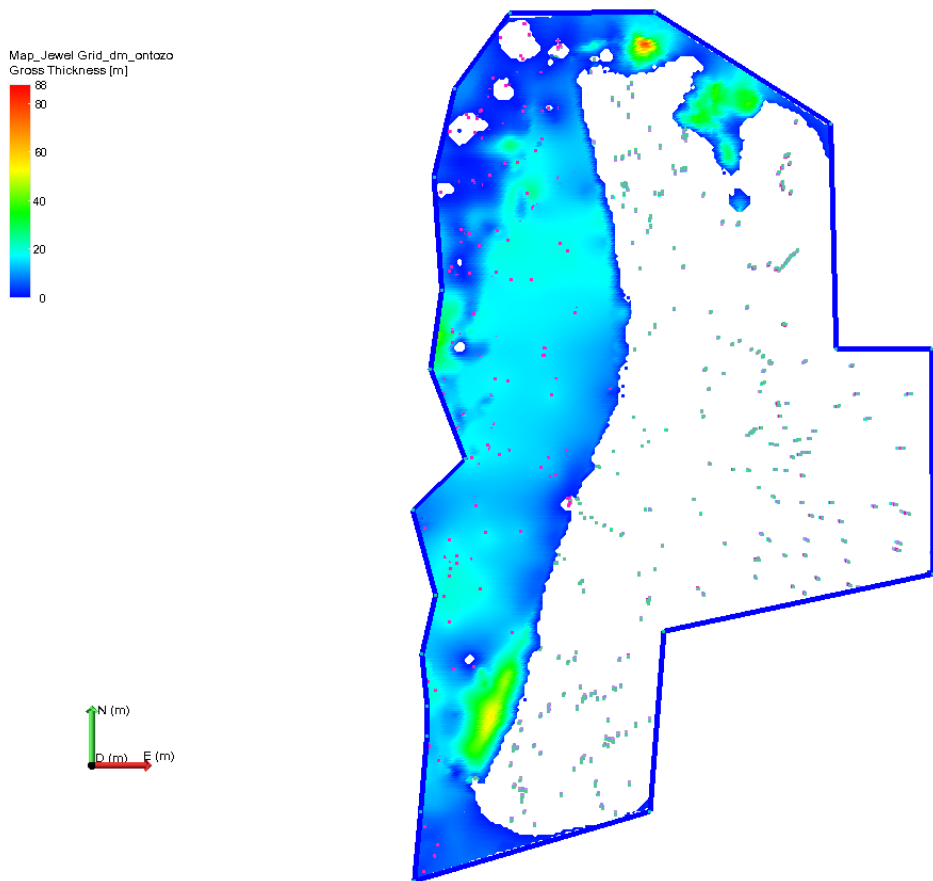


18. ábra: A teljes kutatási területre elkészült Jewel Grid oldalnézetből



19. ábra: A Duna-völgy menti üledékekre készült 3D modell képe felülnézetből

Ezt követi a vastagság térképek létrehozása. A „2D Mapping” menü belül található a „Thickness Map” lehetőség, ahol az összes réteg és a megfelelő Grid-felület kijelölését követően a „Run” paranccsal létrejönnek a vastagságtérképek. A dolgozat korábbi fejezeteiben bemutatott térképek ezzel a parancssorral készültek.



20. ábra: Vastagság térkép a Duna-völgy menti üledékekről

Itt fontos kiemelni, hogy a a JewelSuite környezetben történt modellezés során több interpolációs hiba is előfordulhat. A disszertációban bemutatott munka során az elsődleges hibaként jött elő az extrapolációs „elszállás” mely azt jelenti, hogy a program olyan részen becsült értéket, ahol adattal nem is rendelkezett. Túlságosan el is simíthatja az elkészült modelleket, másképp mondva: levágja a szélsőértékeket, ezáltal eltűnhetnek rétegek, vagy azok szakaszai. Nem véletlen továbbá, hogy 0 méter vastagságú rétegeket ki kellett válogatnom a munkám során: az ilyen vastagság-értéket tartalmazó adatbázis megzavarhatja, a kirajzolás sem készül el.

A modell megbízhatóságának fokozása érdekében az interpolációs bizonytalanságokból eredő hibák felülvizsgálata és további finomítása szükséges.

4. Eredmények

4.1. Az alapfúrások mágneses szuszceptibilitás mérései

4.1.1 Az alapfúrások története

A Földtani Intézetben 1964-ban kezdődött el az Alföld részletes földtani térképezése (Rónai 1985), melynek keretében a felszíntől a medencealjzig, a lehető legrészletesebb ásvány-kőzettani, paleontológiai és rétegtani vizsgálatokat terveztek. Három mélységtartományban végezték el a munkálatokat: (1) Sekély mélységű feltárások, melyek a felszíni és felszín közeli viszonyokat elemzik. Ez a mélység intervallum elsősorban agrogeológiai, vízföldtani és építésföldtani tervezés szempontjából volt fontos. (2) Közép mélységű fúrások, melyek a negyedidőszaki képződményekre helyezte a hangsúlyt. Ezekből a fúrásokból lehet következtetni a felszín alatti vízáadó rétegek jellemzőiről, úgymint vízáadó kapacitás, vastagság, vízminőség, hőmérséklet és nyomásviszonyok. (3) A medencealjzat és a pannóniai képződmények meglévő adataink és információink újrafeldolgozása.

A kvarter vizsgálatok szempontjából értelemszerűen a közép mélységű, vízföldtani kutató-fúrások kapnak kiemelt hangsúlyt. A kezdeti tervek szerint e fúrások is hálózatosan mélyültek volna az Alföld egész területén. Ez nem valósult meg, helyette az Alföldet átszelő, 2-3 szelvény mentén mélyültek a fúrások, de sajnos ez a program is félbe szakadt, az É-D-i (Erdőtelek–Hevesvezekény–Egyek–Jászládány–Csongrád–Mindszent) és Ny-K-i (Kunadacs–Kerekegyháza–Kecskemét–Nyárlőrinc–Csongrád–Szarvas–Dévaványa–Vésztő–Komádi) szelvények elkészültével. A DNy-ÉK-i szelvényiránynak csak a kiinduló pontján (Jánoshalma) mélyült alapfúrás. A fúrások mélysége 100-1500 méterig terjedt. E fúrások folyamatos magvétellel mélyültek, s anyagukat részletes szemcseelemzésnek, pH- és karbonátmérésnek, illetve a homokrétegek mintáit mikromineralógiai vizsgálatoknak vetették alá. Szisztematikus ősmaradvány (mollusca, ostracoda, pollen) vizsgálatokat ugyancsak végeztek.

Területi elhelyezkedésük alapján a Mindszent és Csongrád alapfúrás a Makói-árok területén található, Kecskemét és Kerekegyháza a Kiskunságban, Kunadacs a Dunai fennsík határán, míg Jánoshalma a Bácskai Löss plató határán került kitűzésre. 2018–2021 között elvégeztük az alapfúrások mágneses szuszceptibilitás vizsgálatait. Ennek helyszíne a Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatóságának laboratóriuma volt.

4.1.2. Mindszent alapfúrás

kútkataszteri szám: Mindszent K–89;

fúrás éve: 1969–1970

EOV X: 132157,97;

EOV Y: 738773,12;

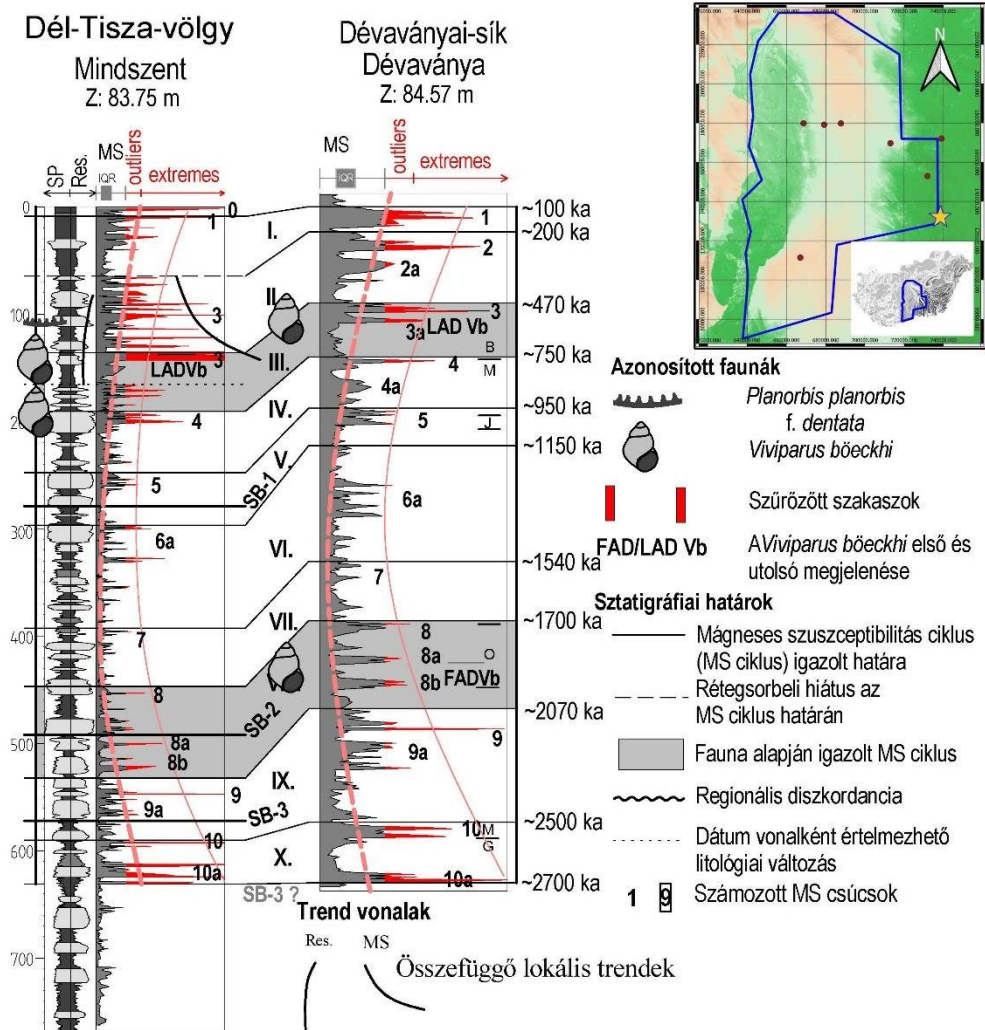
Z: 83,75;

Talp: 1500 m

A Mindszenti alapfúrást a Makói-árok rétegsorának megismerése céljából mélyítették, de elhelyezkedése révén a Duna-Tisza-köze hordalékkúpjának legteljesebb, medencebeli rétegsorát is adja. A litológiai leírást Franyó Frigyes, a homokrétegek mineralógiai leírását Gedeonné-Rajetzky M. (1971), a mikromineralógiai adatok statisztikai értékelését Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezte. A fúrás mikromineralógia adatsora kiemelten fontos része lett az Alföld lehordási irány szerinti vizsgálatainak, ahol a Tisza és Duna vízrendszer behordási irányainak időbeni hosszú távon megvalósult váltakozására lehetett következtetni.

A fúrás malakológiai leírását Krolopp E. (1971a) végezte. Eredményei a fúrás kronológiai beosztását jelentősen elősegítették. Első alkalommal 37+301 mintát vizsgált, melyet további 15 pótmintával egészített ki. 628,60–629,68 méterből származik az első pre-kvarter faunát tartalmazó minta (Krolopp: „*A Dreissena és Hydobia alapján legfelső pliocén. Hasonló fauna Kengyelen 290–343 m közt, Tószegen 250 m-nél került elő.*”)

Kiemelt jelentőségű a negyedidőszaki rétegsor belső tagolásában, illetve a doktori munkában bemutatott szelvények szempontjából, hogy 109,63–109,68 m-ben Krolopp „*Főleg folyóvízi fajok*”-ból álló faunát azonosít, ahol megjelenik a *Viviparus sp.* (később, 1976-ban ezt kiegészítette cf. *böckhi* jelzővel), valamint a *Planorbis planorbis* (melyet ugyancsak 1976-ban kiegészített a „bütykös” jelzővel). E két faj „idősebb pleisztocént jelez”. 134,35–138,58 m közti szakaszon 11 mintát vettek, ezekben továbbra is előkerült a *Viviparus böckhi*, rá jellemző társulásokkal együtt (*Planorbis planorbis dentata*). 205,60–206,53 méteren vett mintában újfent előkerül a *Viviparus böckhi*, de ezt követően sajnos már nem, igaz az azonosított fauna alapján a rétegsor egészen 628,60 méterig negyedkori kifejlődést jelez.



21. ábra: Mindszent alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

2020-ban végeztünk mágneses szuszceptibilitás vizsgálatot a Mindszent alapfúráson. Az eredményeket összevetettük a korábban mért és publikált Dévaványa fúrás hasonló adataival. Az eredmények alátámasztották és pontosították a malakológiai leírást.

Az első – legnagyobb mélységű – MS csúcsot 630,25 (10a) méteren mértük, az összes többi e fölött található. Mivel 628,60-629,68 méter között pre-kvarter fauna található, feltehető, hogy pliocén végi maximum is megjelenik (10a) a rétegsorban, így az első valóban negyedidőszaki MS csúcs 592,57 méteren található (10). Ez ugyancsak megegyezik a Dévaványa

fúrásban tapasztaltakkal, ahol a Matuyama/Gilbert (M/G) határ alatt, vagyis a pre-kvarterben is jelentkezik MS maximum ~625 méter mélységben (10a). Mindent összevetve arra következtethetünk, hogy az M/G határ Mindszentnél 592,57 és 600 méter között lehet.

A 134,35–138,58 méter között vett mintákban többször előfordul a *Viviparus böckhi*, 138,58 méteren pedig egy, a kvarterben magasan kiugró MS csúcs (3) is megtalálható. Hasonló ez a Dévaványán mért adatokhoz, viszont Mindszent esetén hiányzik az alsó *Viviparus böckhi* szint (FAD Vb) a malakológiai leírásban, ami az MS csúcsok között a 8-as csúcsot azonosítaná. Ezen a később vett pótminták sem segítettek.

Faunaadatok kényszerű hiányában fontos szempont, hogy ha a teljes negyedidőszaki rétegsorra jellemző MS rend (21. ábra) lehetővé tette a MS csúcsok, illetve ciklusok azonosítását az idősebb pleisztocén szakaszon. Az adatsorhoz illesztett polinomiális trend inflexiós pontjai fölött található a VI. MS ciklus 4-5, közel megegyező nagyságú MS maximummal (6a), alatta a VII. MS ciklus, melyre jellemző, hogy az itt található MS csúcsok a legkisebbek a teljes negyedkori rétegsorban. A VII. MS ciklus alatti VIII. MS ciklusban több nagy értékű MS csúcs található. A IX ciklus tetején mindkét fúrásban extrém csúcs jelentkezik (MS 9), majd ezt követi egy másodlagos MS csúcs (MS 9a). A segítségül használt trendvonal 2024-ben paleoklimatológiai jelentéstartalmat is kapott (Püspöki et al. 2024 ottani 10c ábra), ami az alkalmazás indokoltságát megerősítette.

Összefoglalva: Mindszent alapfúrás rétegsora az MS vizsgálatok alapján teljes negyedidőszaki rétegsort lefed, jelentős diszkordanciák nélkül. Amennyiben az MS adatokat összevetjük Dévaványa MS adataival, akkor akár a paleomágneses pólusfordulások lehetséges helyének kijelölése is megtehető, de ez megfelelő magfúrás, illetve mintavétel hiányában inkább csak elméleti jelentőségű. Fontos adatlék ugyanakkor, hogy az utóbbi években *Bithynia leachi* operkulumokon végzett aminosav sztratifráfiai vizsgálatok (Nelson et al. 2024) egészen a 7-8 MS ciklusig megerősítik a korrelációt, s egyedül a 3/4 ciklushatár minimális módosítását (fölfelé mozdítását) tették szükségessé.

4.1.3. Csongrád alapfúrás

kútkataszteri szám: Csongrád K–90;

fúrás éve: 1970

EOV X: 152873,3;

EOV Y: 731828,51;

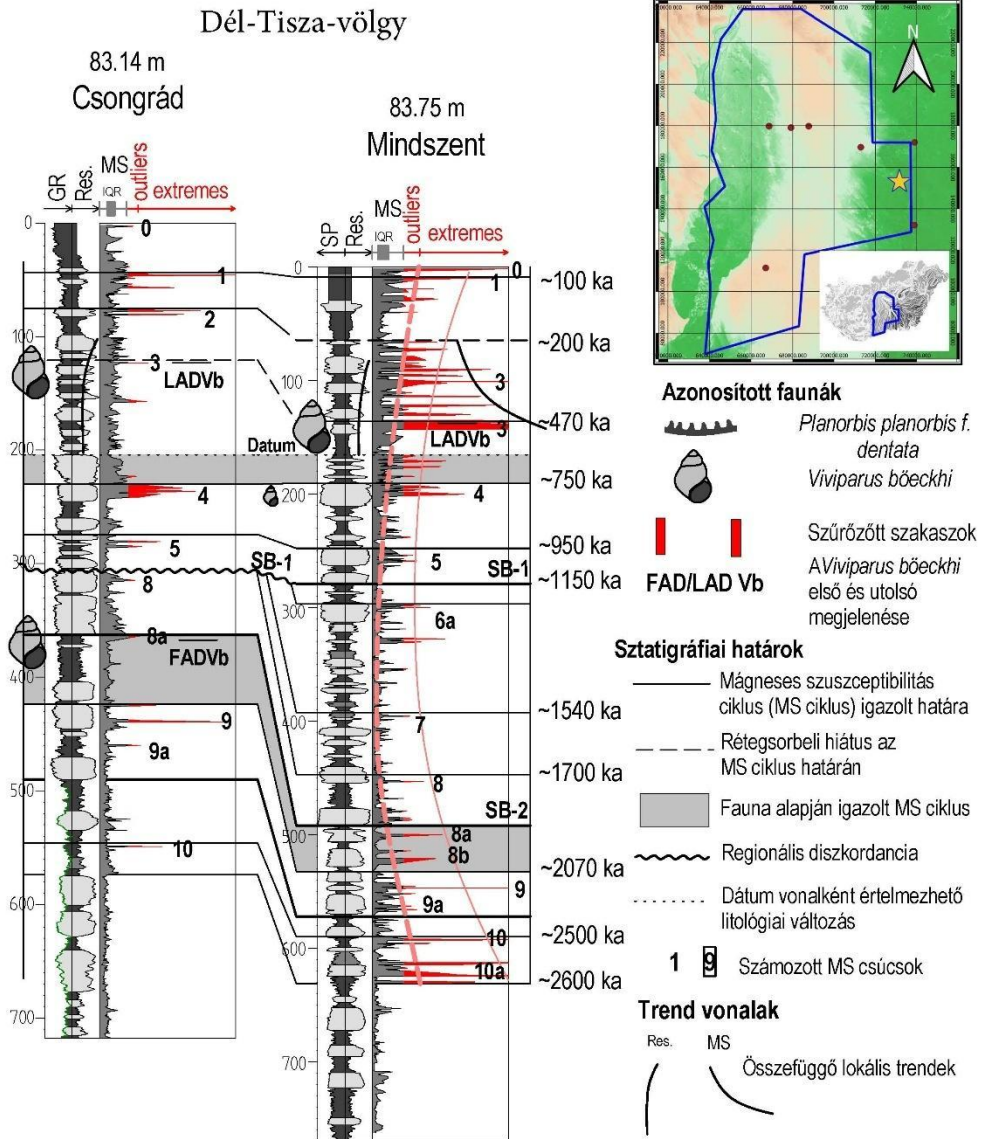
Z: 83,14;

Talp: 1200 m

Csongrád alapfúrás a Mindszentivel közel egy időben mélyült, így az elemzések igen hasonlóak. A fúrás célja a Makói-árok északi peremének megismerése volt. A litológiai leírást Franyó Frigyes, a homokrétegek mineralógiai leírását Gedeonné-Rajetzky M. (1971), míg a mikromineralógiai eredmények statisztikai értékelését Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezték el.

A kronológiai beosztás lényegesen eltér a Mindszent esetében tapasztaltakkal. A kvarter talp meghatározása kimondottan bizonytalan maradt, pedig 142 db mintán, illetve további 58 (!) db pótmintán (Krolopp 1971b) készült malakológiai vizsgálat a pontos földtörténeti határ megállapítása érdekében. 509,9 méter után több, mint 100 méteres szakaszon gyér, rossz megtartású fauna található, és csak egész nagy mélységben, 630 méterben kerültek elő bizonyítottan pliocén faunaelemek (*V. dezmanianus*). Ezt a több, mint 100 méteres adathiányt gondos pótmintázások szűkíteni tudták, így 532,32–533,23 méterben előkerültek folyóvízi elemek, melyek negyedidőszaki faunaként azonosíthatóak.

Mindezek mellett is a kvarter talpat csak egy 100 méteres intervallummal lehetett megközelíteni. A kvarter belső tagolását segítette a 92,80–134,52 m közötti szakaszon (10 minta) leírt jellegzetes, a „*Viviparus böckhi*-s szintre jellemző” folyóvízi fauna, 120,94–121,06 m között a névadó *Viviparus böckhi* faj megjelenésével, illetve a 342,95–370,60 m közötti szakaszon (7 minta) szintén folyóvízi fauna és a 370,08–370,60 méterközben ismét a *Viviparus böckhi* megjelenésével.



22. ábra: Csongrád alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

A mágneses szuszceptibilitás vizsgálatokat 2019-ben végeztük. A malakológiai eredményekkel összevetve egy pontosabb és részletesebb kronológiai beosztás készült (22. ábra). Az MS adatok révén sikerült pontosan (!) meghatározni a kvarter talp helyét 572,92 méterben, ráadásul egy olyan helyen, ami litológiai szempontból atipikusnak mondható.

A kvartertalp egy homokos zátonysorozat fedőjében jelentkező finomszemű, ártéri sorozat határán található. Korábban Nádor A. et al. (2003) azzal számoltak, hogy a homokos sorozatoknak magas az MS értéke, az iszapos-agyagos szakaszoknak pedig alacsony. Ezt figyelembe véve különösen fontos, hogy a legnagyobb mélységben, 572,92 méteren található MS csúcs (10) agyagos összletben található, ráadásul alatta nagy vastagságú, de kifejezetten alacsony MS értékű mederkomplexumok következnek. E pre-kvarter mederkomplexumokban tehát nem mutatható ki a magnetittartalom kora posztglaciális időszakokban bekövetkező ugrásszerű növekedése, azaz e zátonykomplexumok a plio-pleisztocén határon meginduló lehűlések előtt képződtek. Különösen szembeűnő, hogy a kvarter talp fölött az ártéri iszapos-agyagos üledékek MS értéke még kiugró érték hiányában is jellemzően nagyobb, mint az alatta található mederkomplexumok durva homokos anyagának MS értékei.

A *Viviparus böckhi* felülről számított első tényleges megjelenését csak 120,94–121,06 méteren rögzítették, de már a 92,80 métertől kezdődő és egészen 134,52 méterig tartó szakaszon olyan folyóvízi fajok jelentek meg, melyek tagjai a *Viviparus böckhi*-s faunának, így ezt a teljes szakaszt a felső *Viviparus böckhi*-szintnek tekinthetjük (III. MS ciklus). Azonban Csongrád esetében az itt jelentkező MS csúcsok közel sem olyan nagyok, Mindszent és Dévaványa alapfúrásokban. Az alapvonal megemelkedik, de a kiugró értékek kisebbek. Ezekben az esetekben okunk van feltételezni, hogy a kiugró MS értékek csökkenésének oka a lerakódást követő, esetleg többszöri rövid távú áthalmozódás, szárazra kerülés.

Megjelenik ugyanakkor a fúrásban a *Viviparus böckhi* a 370,08–370,60 méterben vett mintában, amivel egyértelművé teszi az ebben a szakaszban található MS csúcsok, ill. a VIII MS ciklus azonosítását.

Összefoglalva: a *Viviparus böckhi* két szintben is megjelenik, ami megfelel a III., illetve VIII. MS ciklusoknak. A IV. és V. MS ciklus megjelenése Csongrádban és Mindszentben nagyon hasonló, ami egy fontos összefüggésre is felhívja a figyelmet: a Mindszentben VI. és VII. ciklusként azonosított, mintegy 150 méter vastag üledékes sorozat Csongrád esetében, ill. a Makói-ároktól észak-északnyugati irányban haladva gyakorlatilag teljes egészében hiányzik. Ez arra utal, hogy a kvarter rétegsoron belül, az V. MS ciklus bázisához közel (~1 M év) eróziós diszkordancia van.

4.1.4. Nyárlőrinc alapfúrás

kútkataszteri szám: Vízkataszterben nem szerepel, vízszint-megfigyelő kút;

fúrás éve: 1975

EOV X: 169648,53;

EOV Y: 713011,85;

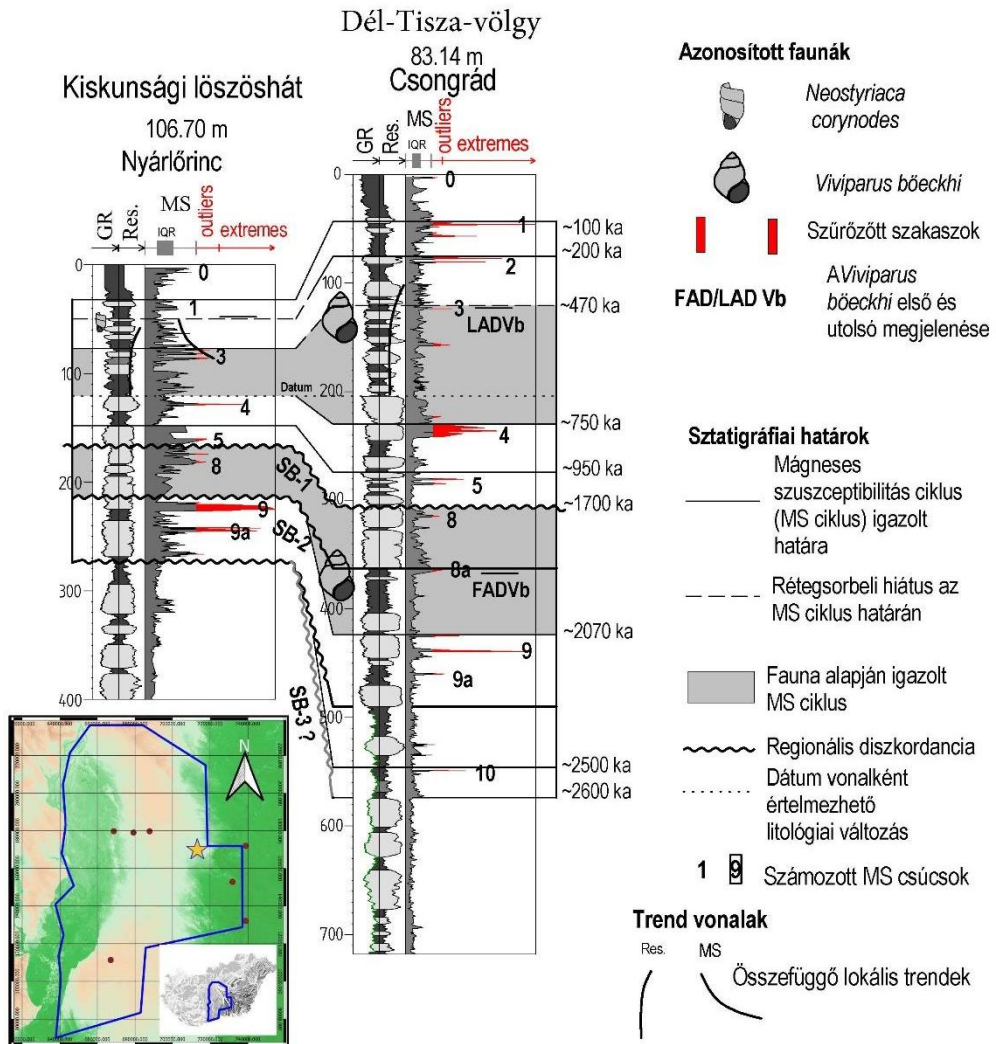
Z: 106,07;

Talp: 800 m

A Duna-Tisza-közi alapfúrásokhoz tartozik, mélyítésének elsődleges célja a Duna hordalékkúpjának pontosabb öslénytani, szedimentológiai és rétegtani megismerése volt (Franyó 1980). A litológiai leírást Franyó Frigyes készítette, a mikromineralógiai étékeléseket Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezte el.

Sajnos nagyszámú malakológiai minta (111 db) ellenére a kronológiai beosztás bizonytalan maradt, mivel a faunataralom csekély volt (Krolopp 1975a). A 259 és 653 méter közötti szakaszon gyakorlatilag nincs értékelhető fauna, így a kvarter talp fauna alapján történő azonosítása nem volt lehetséges. A kvarter belső tagolását is jelentősen nehezíti, hogy sajnos a *Viviparus böckhi* teljesen hiányzik a rétegsorból, igaz, 71,1 – 108,2 méter között vett mintákban többször előfordul a („bütykös”) *Planorbis planorbis*, mely a *Viviparus böckhi*-s szint faunájának egyik jellegzetes faja, majd kicsit mélyebben, 128–132 méter között megjelenik a „*V. böckhis szintnek megfelelő folyóvízi fauna*”. A Nyárlőrinc fúrás malakológiai vizsgálatából kiemelendő még a 48,57–50,08 m között megjelenő *Neostyriaca corynodes*, ami a Dunántúl löszös területein gyakori, de az Alföldön eddig az egyetlen ismert előfordulása ennek az alapvetően hűvös klímát igénylő fajnak.

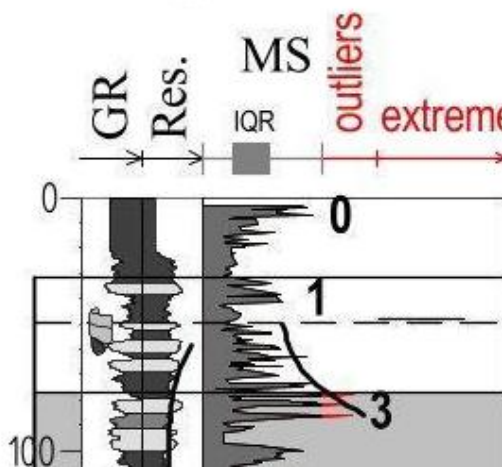
A kronológiai és rétegtani beosztást nagyban elősegítették a 2019-ben végzett MS vizsgálatok (23. ábra). A homokrétegek kiugró MS csúcsai gyakorlatilag eltűnnek 268 méter alatt, így a kvarter kezdetét 268,03 méterre lehet tenni, a jelentős faunaszegény rétegsortól függetlenül úgy, hogy az első bizonyosan pre-kvarter faunaelem 653 méterben található. Bizonytalanság csak a 313–320 méter közötti szakasz valamivel magasabb MS értékei jelentenek. (Itt jegyezzük meg, hogy Csongrádiné a környező vízutató fúrásokban a rétegsor színe alapján nagyon hasonló mélységértékeket adott meg!)



23. ábra: Nyárlőrinc alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

78,19–85,92 méter mélységközben látható egy extrém MS csúcsokkal rendelkező sorozat, amely egybeesik a korábban említett, 71,1 – 108,2 méterben „*V. böckhis szintnek megfelelő folyóvízi fauna*” leírásával. Ez a két tényező pedig már elég a III. MS ciklus azonosítására.

Nyárlőrinc



24. ábra: Részlet a Nyárlőrinc alapfűrészből

A *Neostyriaca corynodes* egy fölfelé csökkenő, majd újra növekvő csúcissorozat lokális minimumára esik (23. ábra), amit ebben az esetben a MIS 10 fölötti, leginkább a MIS 8 időintervallumot képviselheti. Ez igen jó egyezést mutat azzal, hogy a faj az Udvai 2/A fűrásban a MIS 10, 8 és 6 időszakokban került kimutatásra (Sümegei et al. 2018). A MS csúcsok tendenciózus csökkenését a vízgyűjtő terület (Alpok) domborzati adottságai indokolhatják (Püspöki et al. 2021a ottani 11. ábra).

A faunában szegény rétegsorban 160,3-244,7 méter között található MS csúcsok, illetve ciklusok értékelése és beosztása bizonytalansággal terhelt. Megjelenése révén azonosítható a 225,2 ill. 242,2 méternél kimutatott 9–9a csúcspár, s ennek figyelembevételével a IX. ciklus folyamatos kifejlődésének tekinthető, melyet a litológiai szelvények hasonlósága is alátámaszt.

A 174,2, 181,5 m-ben található MS csúcsokat már szinte kizárólag az azokat befoglaló nagy vastagságú, több szintű medersorozat Nyárlőrinc és Csongrád fűrészekben igen hasonló megjelenése alapján soroltuk a VIII ciklusba. A 160,3 méterben található MS csúcsot a regionális diszkordancia feletti 5. MS csúcsnak tekintjük, mert a befoglaló homoktest (különösen a TG szelvény alapján) látványosan eltér az alatta települt VIII. ciklusba sorolt homokos medersorozattól, arra diszkordánsan települ.

4.1.5. Kecskemét alapfúrás

kútkataszteri szám: Kecskemét K-827;

fúrás éve: 1973

EOV X: 179780,21;

EOV Y: 687669,79;

Z: 126,28;

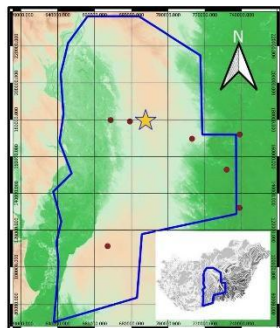
Talp: 700 m

A Duna-Tisza-közi alapfúrásokhoz tartozik, mélyítésének elsődleges célja a Duna hordalékkúpjának pontosabb őslénytani, szedimentológiai és rétegtani megismerése volt (Franyó 1980). A litológiai leírást Franyó Frigyes, a mikromineralógiai vizsgálatokat Elek Izabella (1979), a mikromineralógiai adatok statisztikai értékelését Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezte el.

A geokronológiai beosztást nagyban nehezítette, hogy csak 38,16 méterig vettek mintát a negyedidőszaki rétegsor faunaelemzése érdekében (Krolopp 1973), az első pre-kvarter faunaelem pedig egy 195,79-199,47 méterben jelentkező csökkent sósvízi pannon fauna. E két mélység közötti szakaszok korbeosztása így csak litológiai alapon történhetett meg. Ezen a helyzeten változtatott a 2020-ban végzett MS vizsgálat (25. ábra). A nagy MS maximumok alapján a kvarter talp 193,25 méterre tehető. E csúcs alatt került elő a csökkent sósvízi pannon fauna.

Nyárlőrinc fúrással összevetve a kvarter rétegsor belső tagolása is elvégezhető. A 76,6-82,06 méter között megjelenő MS maximumok, illetve e felett csökkenő trend jellegű MS csúcissorozat egyértelműen azonosíthatóvá tette a III. ciklust. 100-200 méter között található nagy vastagságú homoktest sorozat, illetve annak MS csúcsai egybevetethetők a Nyárlőrincnél leírt 5-8-9 csúcissorozattal, vagyis az ennek megfelelő V-VIII-IX ciklusokkal.

A leglényegesebb eltérés a két fúrásban a mikromineralógiai összetételben jelentkezik. A III. ciklust, illetve a felette lévő szakasz mindkét fúrásban ÉK-i (Dunai) behordási irányt jelez, de az alsó szakaszon Nyárlőrinc esetén egyaránt megjelenik a dunai és tiszai behordási irány, Kecskemétnél viszont tiszai behordás ezen a szakaszon sem mutatható ki (Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007)).



Azonosított faunák



Viviparus böeckhi

FAD/LAD Vb

Szűrőzött szakaszok
A *Viviparus böeckhi*
első és utolsó
megjelenése

Kiskunsági-löszöshát

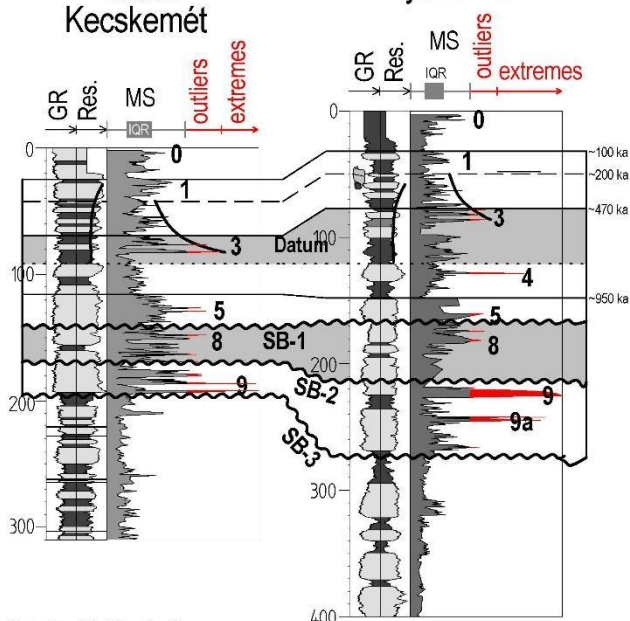
Kiskunsági-homokhát

126.04 m

Kecskemét

106.70 m

Nyárlőrinc



Sztatigráfiai határok

- Mágneses szuszceptibilitás ciklus (MS ciklus) igazolt határa
- - - Rétegsorbeli hiátus az MS ciklus határán
- Fauna alapján igazolt MS ciklus
- ~~~~~ Regionális diszkordancia
- - - Datum vonalként értelmezhető litológiai változás

Trend vonalak

- Res. MS Összefüggő lokális trendek
- 1 9 Számozott MS csúcsok

25. ábra: Kecskemét alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

4.1.6. Jánoshalma alapfúrás

kútkataszteri szám: kútkataszterben nem szerepel;

fúrás éve: 1980

EOV X: 111336,51;

EOV Y: 667053,82;

Z: 137,97;

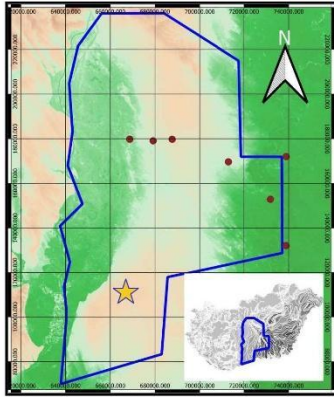
Talp: 538,8 m

A Duna-Tisza-köze déli részének pontosabb megismerését célzó alapfúrás (Franyó 1986). A litológiai leírást Franyó Frigyes, a mikromineralógiai értékelést Elek I. (1979) végezte el, regionális statisztikai feldolgozásra sajnos nem került sor.

A fúrás biosztratigráfiai értékelése mindössze két minta alapján készült (Krolopp 1980). A 150,40–152,4 méterben vett minta alkalmas a kvarter talp kijelölésére, mivel olyan faunaegyüttes jelenik meg, aminek jellemző alakja a *Viviparus böckhi*-nek. Ide tartozó alak például a („bütykös”) *Planorbis planorbis*. 2020-ban az MS mérések számára történő mintázás során egy 149 méterből vett pótmintából Szappanos Bálint *Viviparus böckhi* juv. alakot határozott.

A 2020-ban elvégzett MS vizsgálat (26. ábra) megerősítette a kvarter talp helyzetét, mivel az eredmények azt mutatják, hogy az első kiugró MS érték 151 méterben található, ráadásul egy nagy vastagságú homoktesten belül, ami diszkordanciára utal. Mivel ez a kiugró érték egybeesik a *Viviparus böckhi*-s szinttel, így a 151 méternél található MS csúcsot 8a csúcsként azonosítottuk, a VIII. MS cikluson belül.

A 150 méter vastag negyedidőszaki rétegsor belső tagolását a Kecskemét alapfúrással összevetve tudtuk elvégezni. 81,5, illetve 68,5 méteren található további két MS csúcs, melyek igaz nem mondhatóak abszolút maximumnak, viszont a lefutásukat tekintve felfedezhető a fölfelé csökkenő, majd újra növekvő értékeket mutató trend. Ennek megfelelően a mélyebb helyzetű csúcsok a III. MS ciklus részének tekinthetők. Az MS adatok korrelációját a területen mélyített további fúrásokban megfigyelhető hasonló (fölfelé durvuló) szemcseösszetétel változások is megerősítik.



Azonosított faunák



Planorbis planorbis
f. dentata



Viviparus böeckhi



Szűrőzött szakaszok

FAD/LAD Vb

A *Viviparus böeckhi* első és utolsó megjelenése

Sztatigráfiai határok

——— Mágneses szuszceptibilitás ciklus (MS ciklus) igazolt határa

- - - Rétegsorbeli hiátus az MS ciklus határán

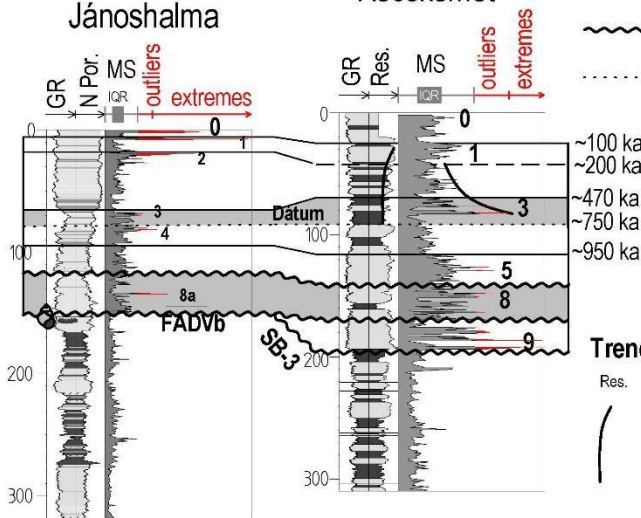
■ Fauna alapján igazolt MS ciklus

~~~~~ Regionális diszkordancia

..... Dátum vonalként értelmezhető litológiai változás

Bugaci-homokhát  
137.97 m  
Jánoshalma

Kiskunsági löszös hát  
126.04 m  
Kecskemét



**Trend vonalak**

Res. MS

Összefüggő lokális trendek

1 9 Számozott MS csúcsok

26. ábra: Jánoshalma alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

#### 4.1.7. Kerekegyháza alapfúrás

kútkataszteri szám: kútkataszterben nem szerepel;

fúrás éve: 1974

EOV X: 179095,94;

EOV Y: 679159,99;

Z: 110,99;

Talp: 400 m

A Duna-Tisza-közi alapfúrásokhoz tartozik (Franyó 1980), mélyítésének elsődleges célja a Duna hordalékkúp nyugati szélének pontosabb őslénytani, szedimentológiai és rétegtani megismerése volt. A litológiai leírást Franyó Frigyes, a mikromineralógiai értékelést Elek I. (1979), a mikromineralógiai adatok statisztikai feldolgozását Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezte.

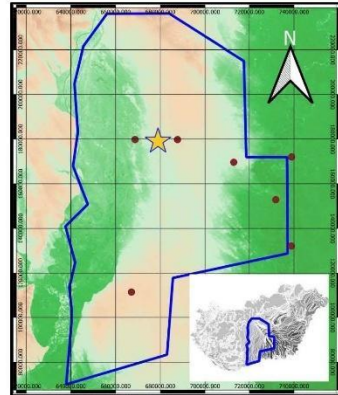
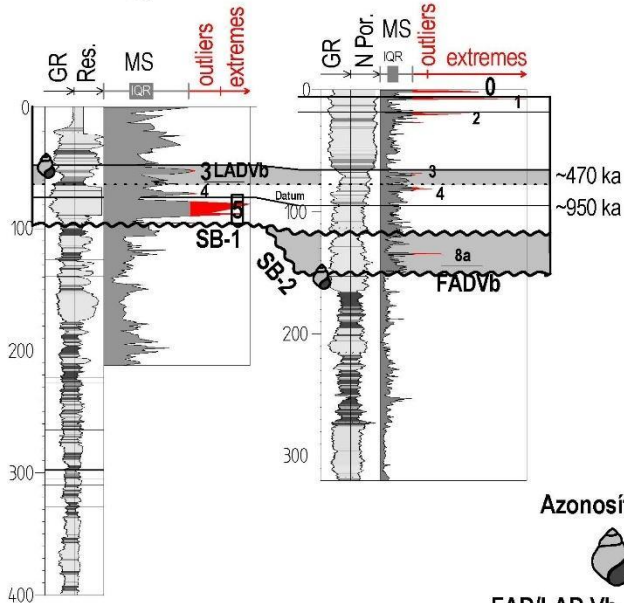
A kvartertalp meghatározását és a negyedidőszaki üledéksor tagolását szolgáló malakológiai vizsgálatokhoz összesen 24 db mintát vettek (Krolopp 1975b), viszont sajnos csak egy, a 61,17–61,31 méter között vett minta tartalmazott értékelhető információt: ebben megtalálható a *Neumarya crassitesta*, ami *Viviparus böckhi*-s szint faunájának a része.

2020-ban ezen a rétegsoron is végeztünk mágneses szuszceptibilitás vizsgálatokat (27. ábra), amely az értelmezést elősegítette, de bizonytalanságok továbbra is maradtak. A kvarter talpat egyértelműen meg lehetett határozni a fölötte található extrém kiugró értékek alapján, a kvarter belső tagolása azonban közel sem volt ilyen egyszerű.

A 79,7–88,6 m között jelentkező csúcsot települési helyzete és litológiai hasonlóság alapján korreláltuk a Kecskemét alapfúrás 3. csúcsával. A korábban említett 61,17-61,31 méterben vett minta alapján ez egy *Viviparus böckhi*-s szint, így a 52,64 m-ben található csúccsal és a fölötte található csökkenő trenddel együtt lehetővé teszi legalább a III. MS ciklus és közvetlen fedőjének azonosítását.

Kiskunsági-homokhát  
110.99 m  
Kerekegyháza

Bugaci-homokhát  
137.97 m  
Jánoshalma



**Azonosított faunák**



FAD/LAD Vb

*Viviparus böeckhi*

AViviparus böeckhi első és utolsó megjelenése

**Sztatigráfiai határok**

- Mágneses szuszceptibilitásciklus (MS ciklus) igazolt határa
- - - - - Rétegsorbeli hiátus az MS ciklus határán
- Fauna alapján igazolt MS ciklus
- ~~~~~ Regionális diszkordancia
- ..... Dátum vonalként értelmezhető litológiai változás

1 9 Számozott MS csúcsok

27. ábra: Kerekegyháza alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

#### 4.1.8. Kunadacs alapfúrás

kútkataszteri szám: Kunadacs K–16;

fúrás éve: 1974

EOV X: 179790,29;

EOV Y: 668677,15;

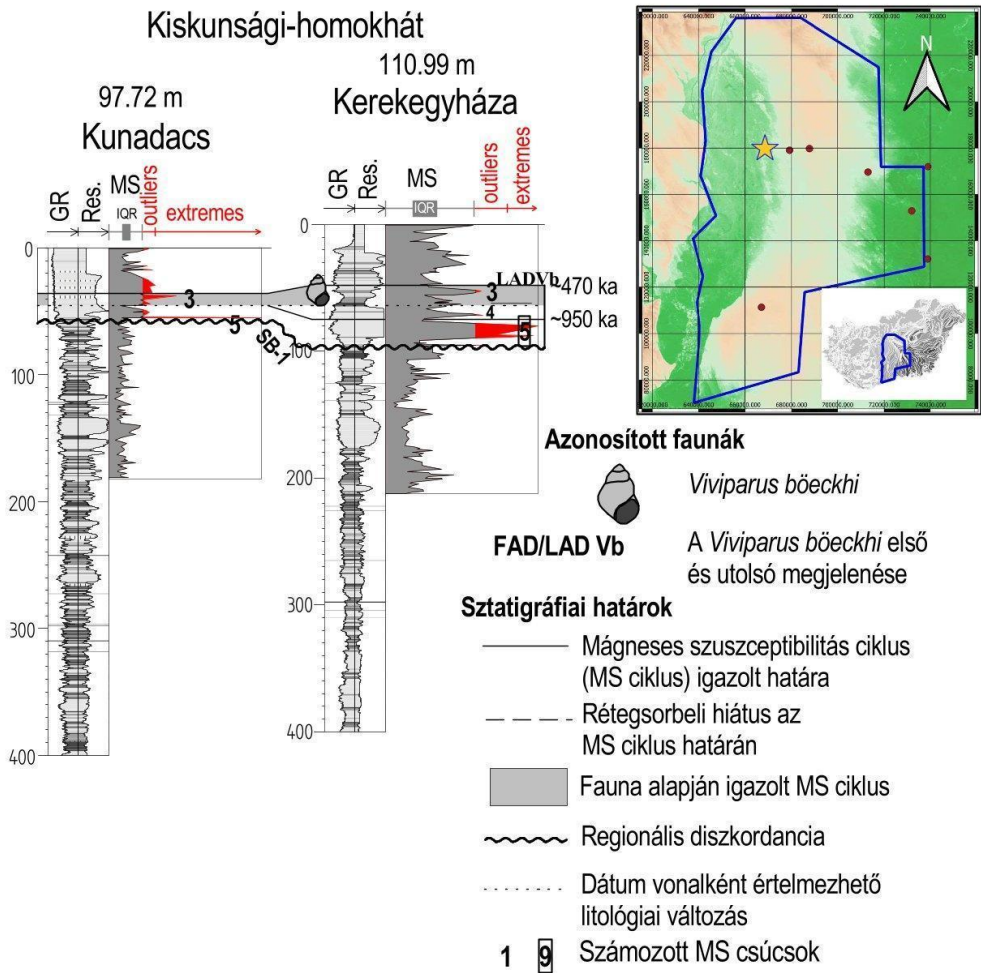
Z: 97,72;

Talp: 400 m

A Duna-Tisza-közi alapfúrásokhoz tartozik, azon belül a legnyugatibb helyzetű (Franyó 1980), mélyítésének elsődleges célja a Duna hordalékkúp és a mai Duna-völgy sík kapcsolatának megismerése volt. A litológiai leírást Franyó Frigyes, a mikromineralógiai vizsgálatokat Elek I. (1979), a mikromineralógiai adatok statisztikai feldolgozását Tahmóné-Bozsó E. – Ó.Kovács L. (2007) végezte.

A kvarter talp meghatározását és a negyedidőszaki üledéksor tagolását szolgáló malakológiai vizsgálatokhoz összesen 10 db mintát vettek (Krolopp 1974). Ez alapján 50,52 méterig mutatható ki negyedidőszaki fauna, 67 métertől viszont csökkentsósvízi faunát azonosított. A leírásban Krolopp E. úgy fogalmaz, „*A fauna 10 és 50 méter között gyakorlatilag egyveretű*”, de felhívja a figyelmet, hogy az iszapolási mintákban sok eocén és talán miocén eredetű bemosott és erősen koptatott héjtöredéket talált, ami gyakori áthalmazásra utal. A minták alapján sem a kvartertalp meghatározása, sem a negyedidőszaki rétegsor további tagolása nem lehetséges.

2020-ban elkészült ennek a fúrásnak is az MS vizsgálata (28. ábra), mely alapján a kvarter talp 54,73 méterre tehető. A település helyzete, illetve az MS csúcs kiugró értéke alapján a kvarter talp fölött található MS csúcsot Kerekegyháza fúrás kvarter szakaszának alján azonosított 5. csúcscsal tekintettük azonosnak. A 37,5 méteren található MS csúcs értelmezése teljesen bizonytalan, tekinthető az V., illetve a III. ciklusba tartozónak is. A *Viviparus böckhi*-s fauna azonban a Kerekegyházi fúrással ellentétben nem jelenik meg.



28. ábra: Kunadacs alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

#### 4.1.9. Tiszainoka alapfúrás

Kútkataszteri szám: Tiszainoka T-1;

fúrás éve: 2001

EOV X: 172000;

EOV Y: 738915;

Z: 88,20;

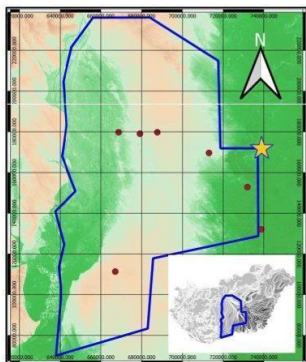
Talp: 300 m

A fúrás a legfiatalabb az alapfúrások közt. Összetett paleoklimatológiai, szedimentológiai, valamint őslénytani feldolgozás készült róla, egyúttal elkészült a terepi dokumentációja, részletes mintázása, sőt mágneses szuszceptibilitás mérése is (mérte Lantos Miklós), jóllehet utóbbi megfelelő értelmezés hiányában nem került publikálásra.

A malakológiai anyagról Krolopp (2004) általánosságban úgy nyilatkozik, hogy az előfordult mollusca anyag mind pleisztocén korú és többségében vízi fajokból áll, de nagyon kevés jelentős, vagy értékelhető fauna fordult elő.

Ezek egyike a 32 méteren megjelenő *Pisidium clessini*, mely risswürm interglaciális üledékek jelenlétére utal. 74,8-75,0; 110-110,2; 125-125,2; 127,81-128; 167,8-168; illetve 247-247,2 méteren *Planorbis planorbis f. dentata* található, melynek eddigi magyarországi előfordulásai mind alsópleisztocén korúak, és a vele együtt megjelenő többi fauna is ilyen korú. 191,8-192,0, illetve 210,0-210,2 méteren vett mintában *Viviparus böeckhi* azonosítható, a *Neumayria crassitesta* pedig három mintában bukkan fel, 172,0-172,2 méterben, 210,0-210,2 méterben, illetve 233,2-233,4 méterben.

A *Viviparus böeckhi* megjelenése segített azonosítani a VIII. ciklust, sőt, nagy valószínűséggel a ciklusra jellemző mindhárom MS csúcs is azonosítható (29. ábra). A *Planorbis planorbis f. dentata* jelenléte pedig a III. MS ciklus jelenlétét igazolja. A szuszceptibilitás vizsgálatok értelmezése alapján (Püspöki et al. 2021b) a fúrás – a vélekedéssel ellentétben – legalábbis nagyon megközelítette a kvarter talpat.



### Azonosított faunák



*Neostyriaca corynodes*



*Planorbis planorbis f. dentata*



*Viviparus böeckhi*



Szűrőzött szakaszok

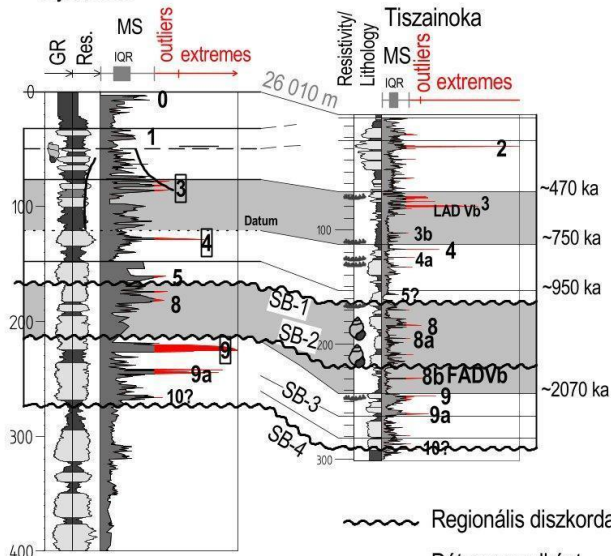
FAD/LAD Vb

*Viviparus böeckhi*  
első és utolsó megjelenése

Kiskunsági löszös hát  
106.70 m  
Nyárlőrinc

Tiszazug  
88.20 m

Tiszainoka



~~~~~ Regionális diszkordancia

..... Dátum vonalként értelmezhető

..... litológiai változás

1 9 Számozott MS csúcsok

Trend vonalak

Res. MS
Összefüggő lokális trendek

Sztatigráfiai határok

————— Mágneses szuszceptibilitás ciklus (MS ciklus) igazolt határa

- - - - - Rétegsorbeli hiátus az MS ciklus határán

■ Fauna alapján igazolt MS ciklus

29. ábra: Tiszainoka alapfúrás szelvényrajza és értelmezett MS görbéje

4.2. A negyedidőszaki rétegsor karotázs korrelációi

A 4.2. és 4.3. fejezetben bemutatott eredmények jelentős része a Fogarassy-Pummer T. et al 2024 publikáció anyagára épül.

4.2.1. A negyedidőszaki rétegsor általános felosztása – MPT felület

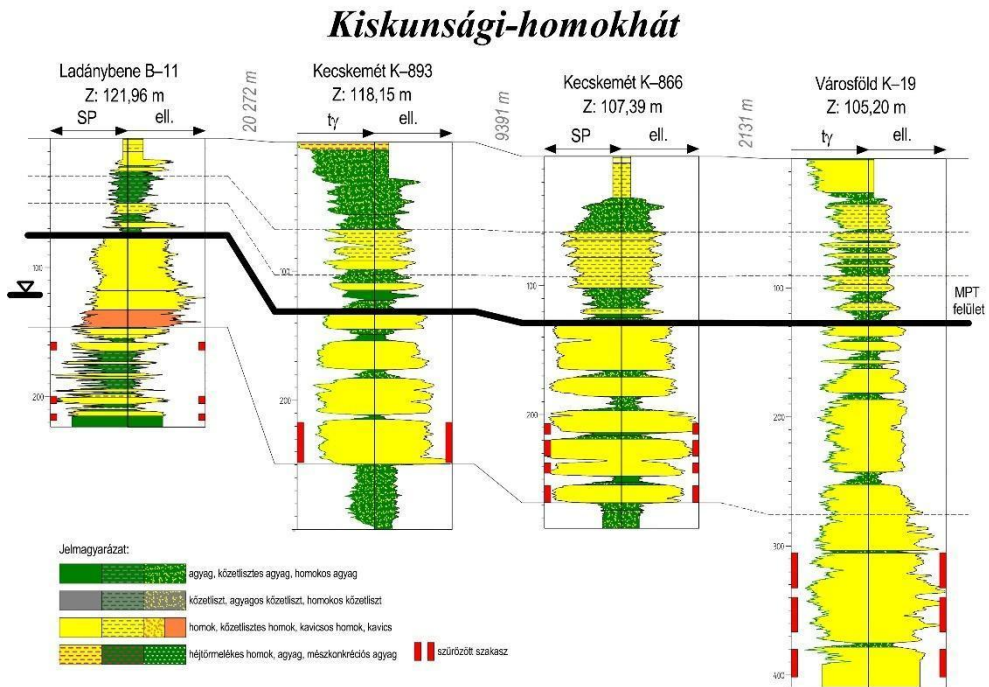
A vízkutató fúrások karotázs szelvényein jól azonosítható, így regionálisan térképezhető az a felület, amely a pleisztocén összlet alsó részét képező, uralkodóan homokos összletet elválasztja a fölötte települő, finomszemű ártéri üledékeket és homok betelepüléseket egyaránt tartalmazó kifejlődéstől (30. ábra). Ez a legfontosabb, elsődleges korrelációs felszín. Teljes kifejlődés esetén jellemzően 100–200 m mélységben található felület.

Az elsődleges korrelációs felszín alatt megjelenő homokrétegek vastagsága eléri vagy meghaladja a 10 métert. A homokrétegek között a finomszemű betelepülések vékonyak, gyakran teljesen hiányoznak, így 60–100 m monoton durvaszemű homok sorozat jelentkezik a geofizikai szelvényeken (pl. Dánszentmiklós K–382, Ladánybene B–11 30. ábra A, B).

A felület fölött ezzel szemben a homokrétegek vastagsága rendszerint 5 m alatt marad, sok esetben a 2 m-t sem éri el, s e vékony homokrétegek kőzetlisztes–agyagos finomszemű üledékbe ágyazva jelennek meg. Jellemzője ennek a szakasznak a fölfelé durvuló szemcseméret, ami a mérési körülményektől függően (vontatási sebesség, érzékenység) jelentkezhet az ellenállás értékek fokozatos eltolódásában (Dánszentmiklós K–382), vagy a betelepülő homokrétegek ellenállás maximumainak egyre nagyobb értékében is (pl. Nyáregyháza K–9, Ladánybene B–11, Táborfalva B–15). A fölfelé durvuló jelleget megszakíthatják vastagabb homok betelepülések (pl. Mikebuda K–32). A Pesti-síkságtól dél, délkelet felé távolodva (30. ábra C) a fölfelé durvuló jelleg mértéke csökken, ami azonban nem a homok betelepülések eltűnéséből vagy megvastagodásából, hanem a vékony homokrétegek ellenállás maximumainak közel azonos értékéből adódik (pl. Kecskemét K–893, Városföld K-19).

Az elsődleges korrelációs felszín Mindszent K–89 fúrásban 295 m-ben található, s az aminosav sztratigráfiai vizsgálatok által is megerősített szuszceptibilitás vizsgálatok alapján MIS (=Marine Isotope Stage) 36-al (~1,2 millió év) korrelálható felület. Ez alapján időben egybe esik a pleisztocén közepi fokozatos lehűlés (Mid Pleistocene Transition – Gibbard és Levin 2009) kezdetével. Erre való utalásként a továbbiakban a felületet MPT felületnek nevezzük.

C



30. ábra: A negyedidőszaki rétegsor általános megjelenése geofizikai szelvényeken

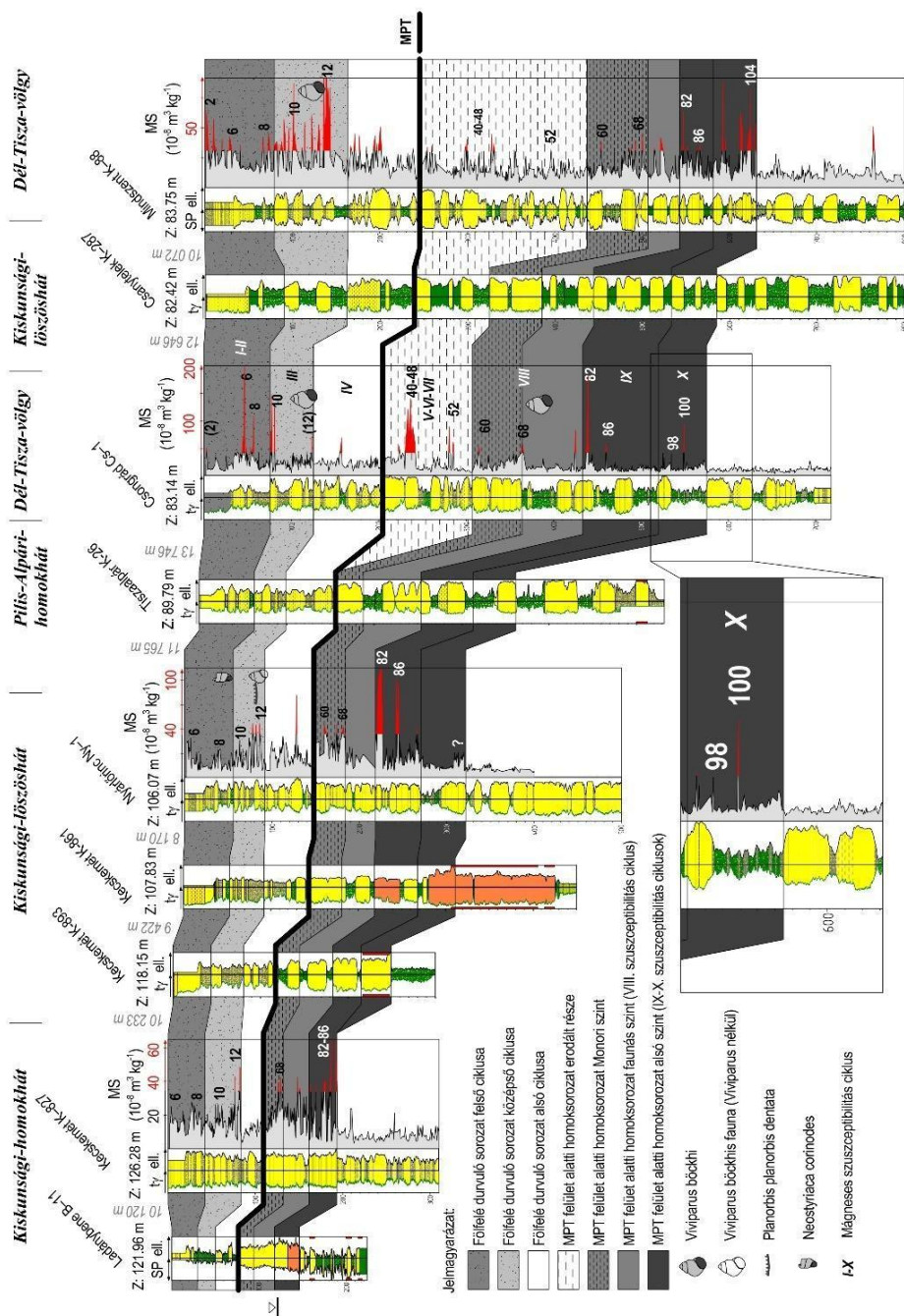
4.2.2. Az MPT felület alatti folyóvízi homok összlet korrelációi, elkülönítése a pre-kvarter képződményektől, tagolása és elterjedése

4.2.2.1. A kvarter talp azonosításának példái

Az MPT felület alatt található homok összlet vastagsága a Duna–Tisza-köze nagy részén 100 m-t megközelítő vagy kevéssel meghaladó. Mivel ártéri betelepüléseket alig tartalmaz, a karotázs szelvényeken nagy területen könnyen azonosítható. A homoksorozat megjelenése azonban a Makói-árok irányában megváltozik. Vastagsága több száz méterre nő, a 10 m vastag homokrétegek között 10 m vagy ennél is vastagabb finomszemű iszapos-agyagos betelepülések jelennek meg (31. ábra).

A negyedidőszaki homokrétegek a litológiai megjelenés alapján nem különíthetők el a többnyire hasonló megjelenésű prekvarter képződményektől, ugyanakkor korábban részletesen bemutattuk a kvarter talp azonosítását az alapfúrások mágneses szuszceptibilitás görbéin (Mindszent K–89, Csongrád K–90, Nyárlőrinc Ny–1) (21., 22., 23. ábrák). Kecskemét–Ladánybene irányában újabb 100 m emelkedéssel már a tagolatlan homoksorozat

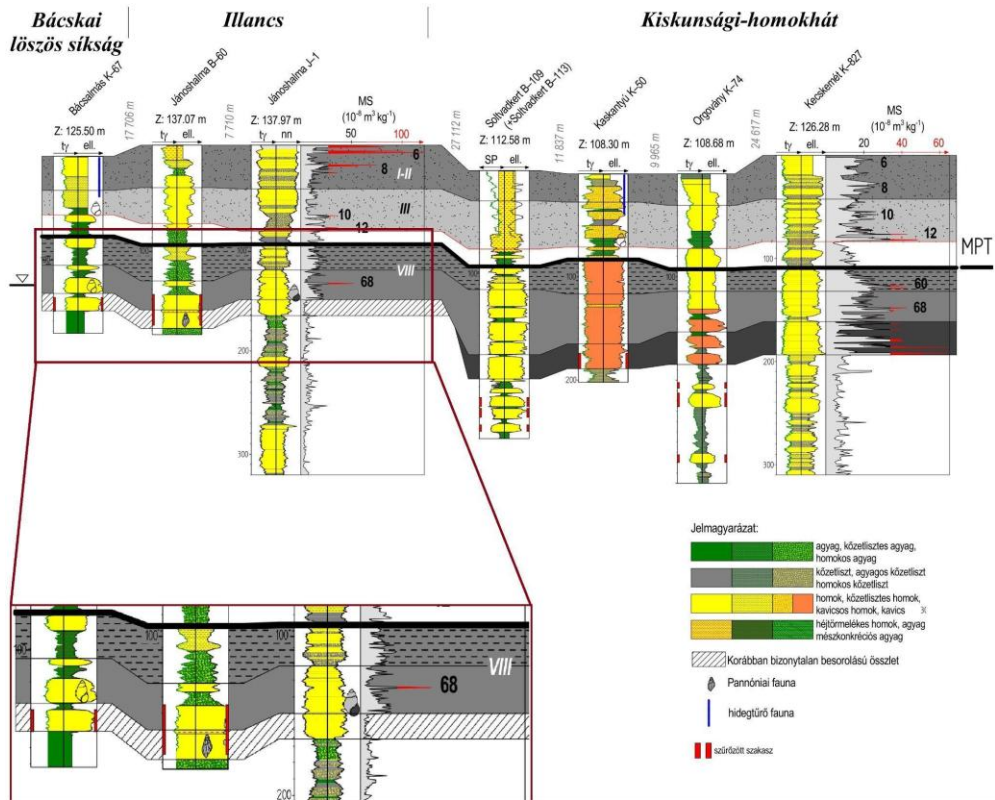
jelentkezik Kecskemét K-827 fúrásban mágneses szuszceptibilitással továbbra is igazolhatóan (25., 31. ábrák).



31. ábra: A kvarter képződmények elkülönítése és tagolása – piros csúcsok az MS-en belül: statisztikai outlieriek.

A mágneses szuszceptibilitás adatok az erodált medenceperemeken is lehetővé teszik a kvarter és pre-kvarter homok sorozatok szétválasztását. Jánoshalma–Bácsalmás térségében (32. ábra) a vízműkutak által szűrözött, 120–170 m között települő homoktest kora hosszú ideig bizonytalan volt. Jánoshalma B–60 fúrásból 160,00–162,50 méterközből, héjtöredékes homokból pannóniai fauna került elő (*Viviparus sadleri*, *Melanopsis decollata*, *Valvata aderoboides*) (határozta Széles M.). Ugyanakkor a Jánoshalma J–1 alapfúrás 150,4–152,4 m-éből „*Viviparus böckhi* szint” vált ismertté (Krolopp E. 1980), amit megerősít a később 149 m-ből előkerült juvenilis *V. böckhi* forma is (határozta Szappanos B.). Ez alapján a homoktest pleisztocén korúnak tekinthető, s felmerült a pannon faunaelemek áthalmazott jellege.

Ugyanakkor a Jánoshalma J–1 alapfúrásban a kérdéses homokréteg 150 méterétől lefelé a szuszceptibilitás teljesen megváltozik. A homokréteg alsó 10 m-e, karotázs képét illetően teljesen hasonló a fölötte települő homokréteghez, viszont nem jelennek meg benne a negyedidőszak koraposztglaciális szuszceptibilitás maximumai. Ez alapján a Jánoshalma–Bácsalmás térségében a 120–170 m között települő üledékes összletet homokos pannóniai és rá közvetlenül települő homokos alsó pleisztocén rétegek alkotják, valószínűleg diszkordanciát rejtve. A Jánoshalmától észak felé Soltvadkert–Kaskantyú irányában kivastagodó, a 120 métertől egészen 190 m mélységig terjedő homoktest a Kecskeméti alapfúrás szuszceptibilitás adatsorát figyelembe véve már teljes egészében alsó pleisztocén, amely a Bácsalmás–Jánoshalma térségében még megtalálható pannóniai szintet erodálta.



32. ábra: Pleisztocén homokrétegek lehatárolása Jánoshalma–Bácsalmás térségében

4.2.2.2. Az MPT felület alatti folyóvízi homok összetétel vizsgálása

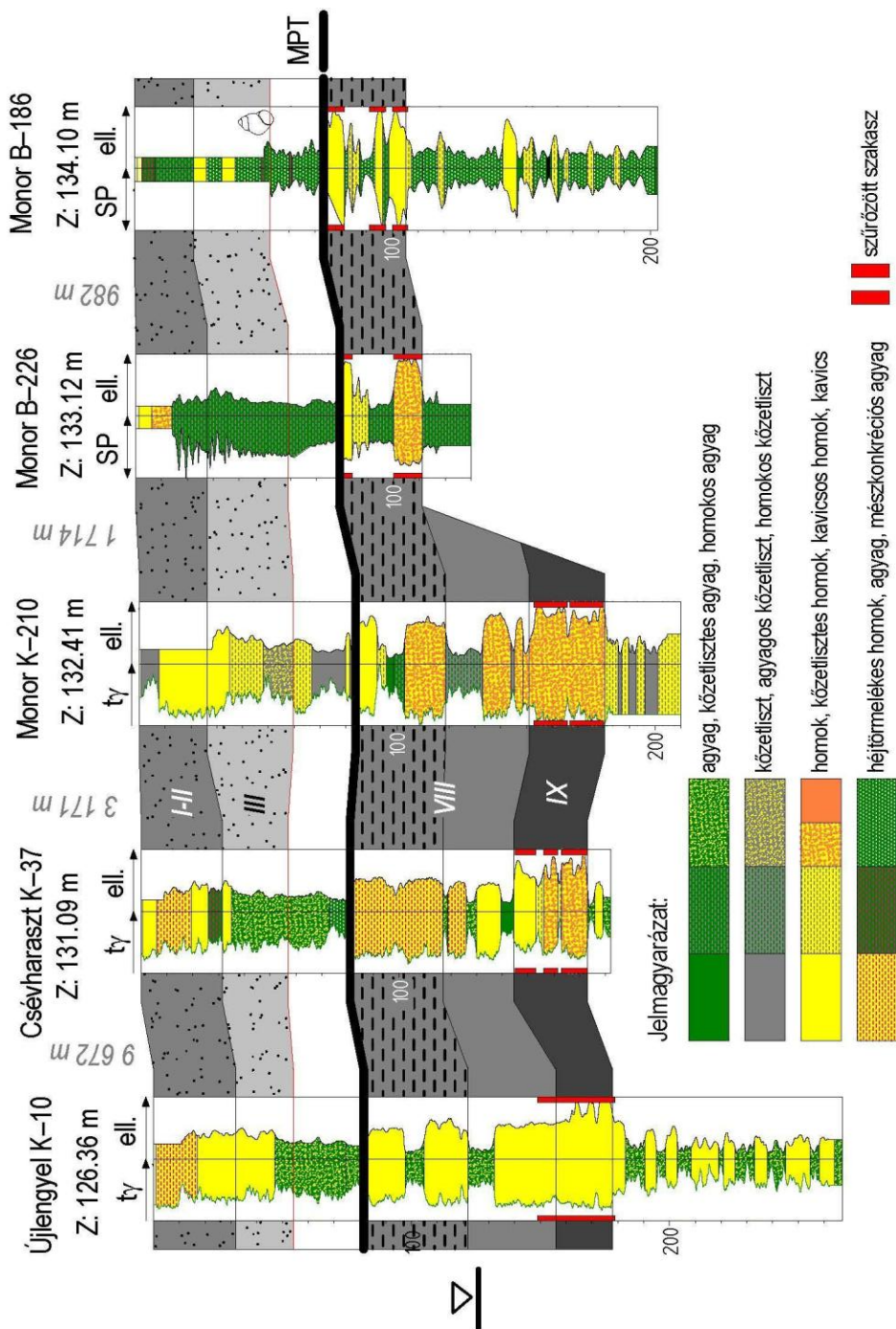
A Makói-árokban 300 m-re kivastagodó rétegsornak a 100 m vastag tagolatlan homokösszlettel való rétegtani korrelációja ismét csak a fauna és szuszceptibilitás adatok együttes figyelembevételével lehetséges. Ezen belül is kiemelt szerepe van a VIII. sz., a *Viviparus böckhi* első előfordulása (FAD Vb) révén paleontológiailag is definiált szuszceptibilitás ciklusnak (Püspöki et al. 2021a,b). Ez alapján volt meghatározható a Kecskemét–Jánoshalma–Bácsalmás vonalon kiemelt helyzetű homokosorozat rétegtani helyzete és korrelációja a VIII sz. szuszceptibilitás ciklussal (32. ábra). A faunával megerősített VIII ciklus (MIS 68–60) nagyobb területen megtalálható, mint a fölfelé növekvő csúcspárt (MIS 86–82) tartalmazó IX, és a kvarter talpra jellemző nagy értékeket tartalmazó X. ciklusok ezért utóbbiakat elkülönítve kezeltem. A szuszceptibilitás ciklusok (VIII, IX, X) publikált kora alapján, a teljes homokosorozat kora MIS 104–60 közötti időintervallumra (~2,6–1,7

millió év) tehető.

Az MPT felület alatti homokösszlet VIII. szuszceptibilitás ciklussal azonosított részének mintegy 30 m vastag felső része túlterjedően települ. Erre a felismerésre a Monor–Pilis környéki vízműkutak rétegsorának vizsgálata vezetett (33. ábra). A Monor K–210 fúrásban 85–120 m között települő, finomszemű üledékekkel elválasztott, 10 m vastagságú homokrétegek megbízhatóan az MPT felület alatt települnek, ugyanakkor határozottan elkülönülnek az ártéri üledékek nagyobb részarányában. A rétegsor megbízhatóan követhető észak felé (Monor B–226, Monor B–186), rálapolódva az idősebb képződményekre, de a feküben megőrződött ártéri betelepülések alapján jól korrelálható déli irányban Újlengyel térségében is (Újlengyel K–10). Az azonosítás és értelmezés szempontjából fontos geofizikai és faunaadatot is tartalmazó típusterületre utalva e túlterjedően települő felső részt „Monori szint” néven különböztettük meg az alatta található sorozattól. Kora a VIII szuszceptibilitás ciklus felső részének feleltethető meg, így a MIS 68–60 közötti időintervallumra (~1,9–1,7 millió év) tehető.

A Makói-árok irányában a „Monori szint” fölött és az MPT felület alatt 100 m-t meghaladó vastagságú üledékes összlet található (31. ábra). Kora feltehetően a teljes ~1,7–1,2 millió év időszakot reprezentálja, a terület jelentős részén azonban lepusztult.

Monor-Irsai-dombság



33. ábra: A „Monori szint” települési viszonyai Pilis térségében

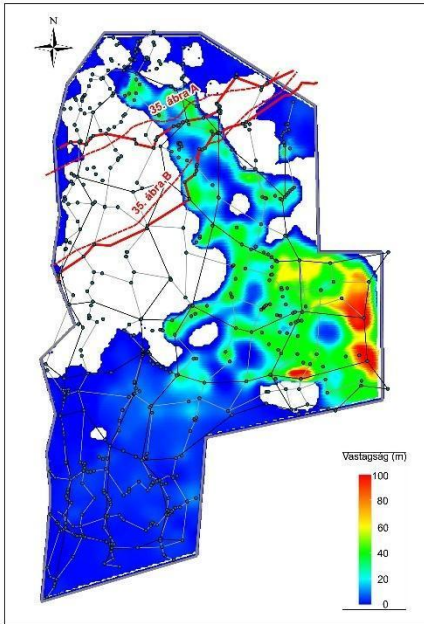
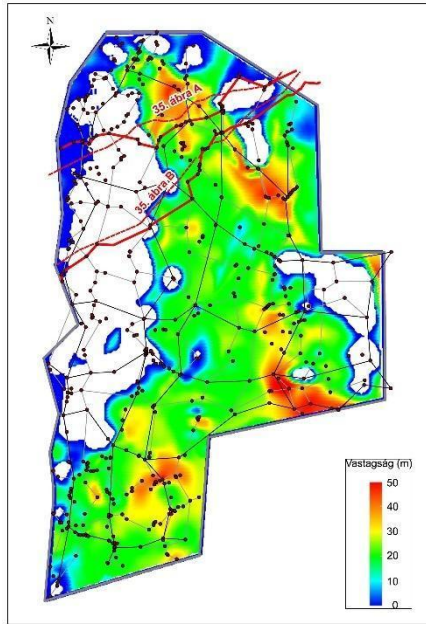
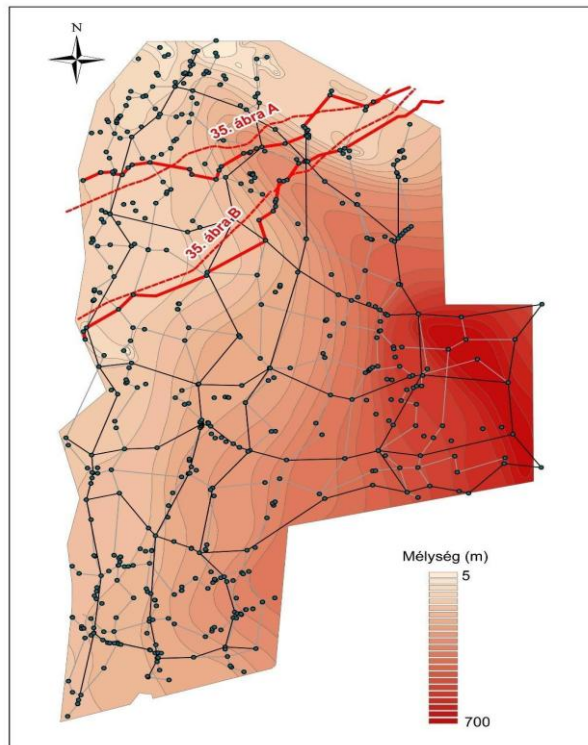
4.2.2.3. Az MPT felület alatti folyóvízi homok összlet elterjedése, a „Levantei-árok” kérdése

A homoksorozat területi elterjedését két alegység vastagságtérképével illusztráljuk. Egyik a paleontológiailag megerősített VIII ciklus fekéjében található, de nagy területen jól korrelálható IX szuszceptibilitás ciklus (34. ábra A). A másik a VIII ciklus felső részét képező Monori szint térképe (34. ábra B).

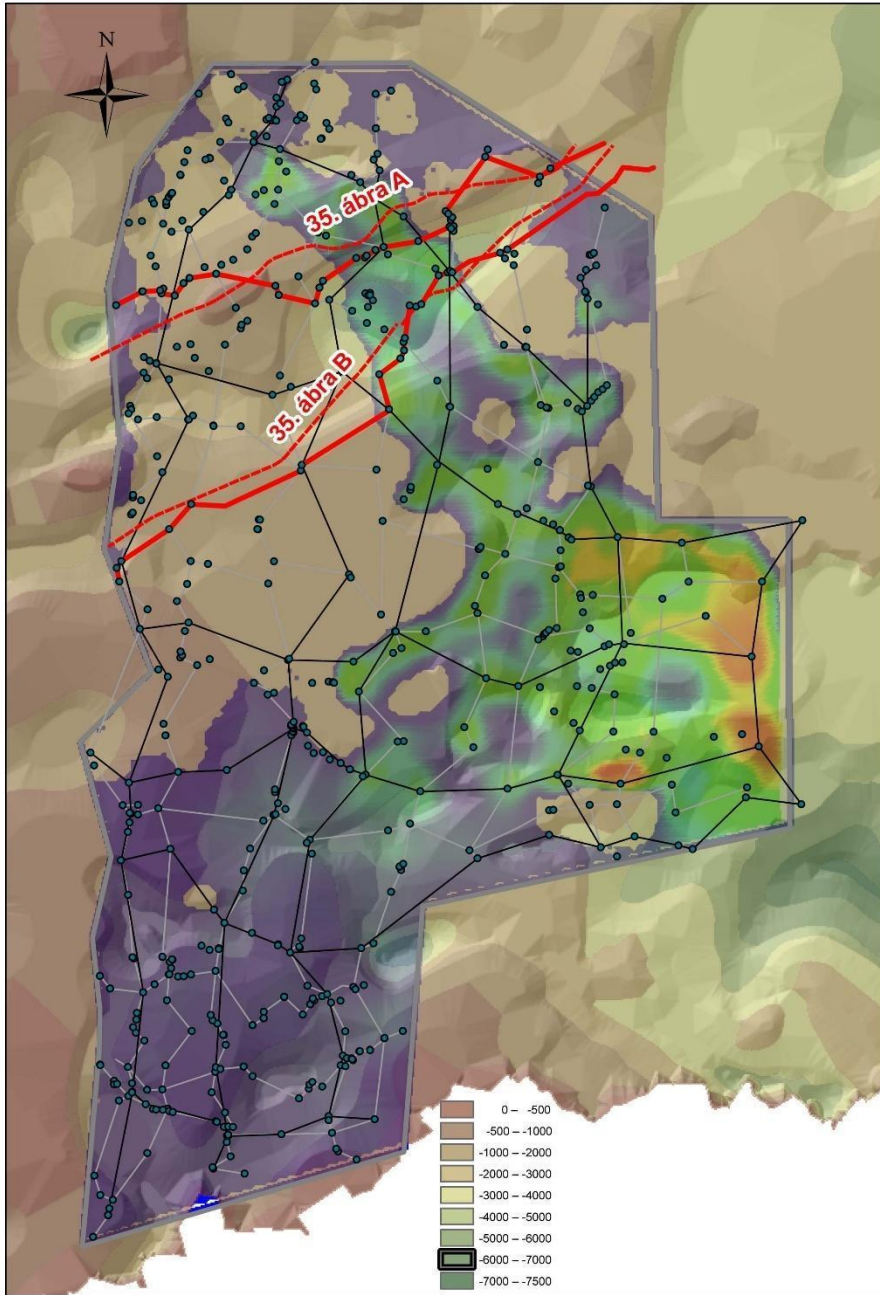
A IX. ciklus ÉNy-DK-i tengelyű vastagság eloszlása feltűnően hasonlít egyes szerzők (pl. Franyó 1992) kvarter talpmélység térképére (34. ábra C), amit szinte minden esetben szerkezeti árok („Levantei árok” Sümeghy 1950) jelenlétével magyaráztak. E szerkezeti árok lehetőségének vizsgálatára szeizmikus szelvényekkel való összevetést végeztünk. Az Is-5 (35. ábra A) és Ki-58–Is-6 (35. ábra B) szeizmikus szelvényeken megfigyelhetőek a terület nagyobb szerkezeti elemei. A szeizmikus szelvények fölött a szelvényekhez legközelebb eső rétegtanilag feldolgozott fúrások alapján készített, földtani szelvények láthatók, 40x-es túlmagasításban.

Az Is-5 szelvény esetén az üledékes egység enyhén ÉK-felé lejtő medencealjzat fölött található. Tőle DNy-ra a fekében az aljzatfelszint áttörő vulkáni szerkezet látható, ÉK-re ugyanakkor semmilyen feltűnő szerkezeti elem – felszín közelbe hatoló vető – nem kapcsolódik a üledékes egység laterális elvégződéséhez. Az előbbivel közel párhuzamos Is-6 szeizmikus szelvény mentén ettől teljesen eltérő szerkezeti helyzet látható, amennyiben az üledékes egység éppen aljzati kiemelkedés fölött található.

A két szelvény és az aljzatomborzat (34. ábra D) alapján az ÉNy-DK-i csapású süllyedékben található üledékes egység elterjedése nem szerkezeti árkot követ, hanem gyakorlatilag merőleges egy gravitációsan és szeizmikusan is kimutatható aljzatomborzati magaslatra. Ez alapján a „Levantei árok” – mint szerkezeti értelmezés – nem nyert megerősítést, valószínűbb, hogy a rétegsor ezen a területen völgykitöltő helyzetben települ.

A**B****C**

D



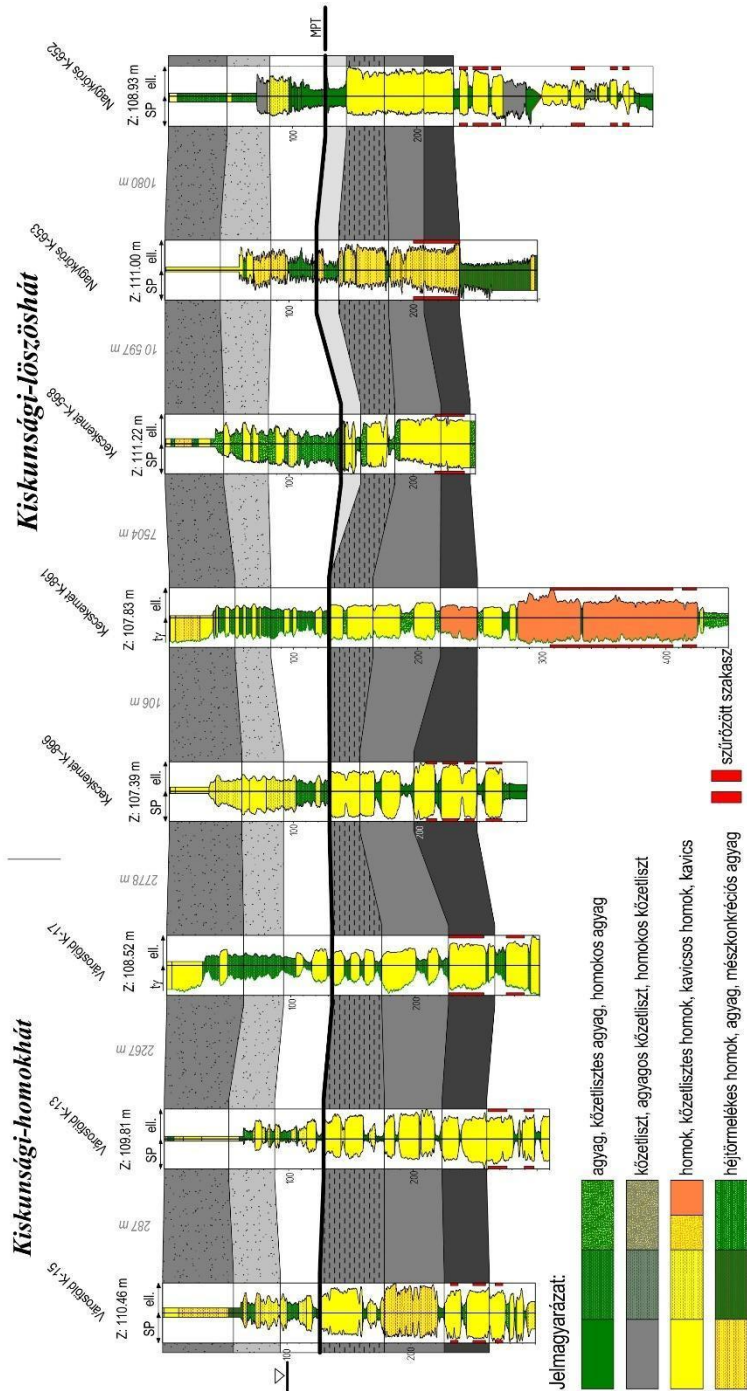
34. ábra: Kvarter üledékes egysége vastagságviszonyai A) a IX szuszceptibilitás ciklussal korrelált homokszorozat; B) Monori szint; C) a IX szuszceptibilitás ciklussal korrelált homokszorozat az aljtazdomborzattal összevetésben (Haas et al. 2014); D) kvarter talpmélység térkép (Franyó 1992)

4.2.2.4. Az MPT felület alatti homokszoroszat „szétseprűződése” a Makói-árok irányában

A Makói-árokban az MPT felület alatti nagy homokszoroszat közel 100 m vastag monoton kifejlődése Kecskemét–Városföld irányába 5 db egyenként 10–15 m vastag, vertikálisan egyveretű mederkomplexumra válik szét, melyeket jól korrelálható ártéri közbetelepülések választanak szét egymástól (36. ábra).

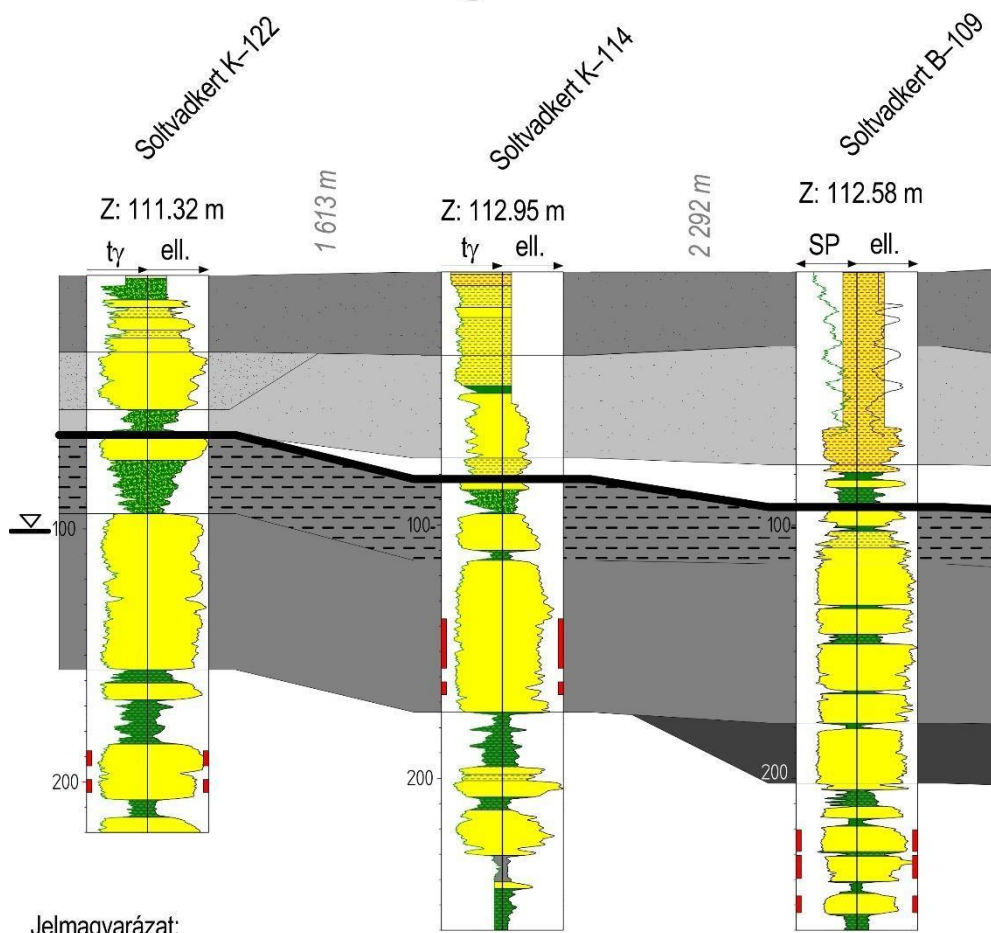
Kiskőrös térségében Soltvadkert fúrásaiban látható, hogy az 50–60 m vastagságú, monoton mederüledék sorozat valójában ez esetben is 4–5 közvetlenül egymás fölött települő, egyenként 10–15 m vastag, vertikálisan egyveretű mederkomplexum, az ártéri közbetelepülések teljes kimaradásával. A Soltvadkert B–109-es fúrásban ugyanakkor a mederkomplexumok, bár vertikálisan egyveretű szemcseméret eloszlásuk itt sem változik, egymástól elkülönülnek, 2–5 m-es ártéri közbetelepülések révén (37. ábra). A tendencia a medencebelső (Makói-árok – Csengele) irányában folytatódik, az ártéri üledékek aránya, a közbetelepülések vastagsága folyamatosan nő, a mederkomplexumok vastagsága és vertikálisan egyveretű jellege nem, vagy alig változik (38. ábra).

A medenceperem irányában egyveretű, folytonos homokszoroszat e jellegzetes medenceirányú kapcsolatának értelmezése során két szempontot figyelembe kell venni. Egyik a mederkomplexumok görbealakjának alakulása, a másik a betelepülő ártéri üledékek arányának változása.

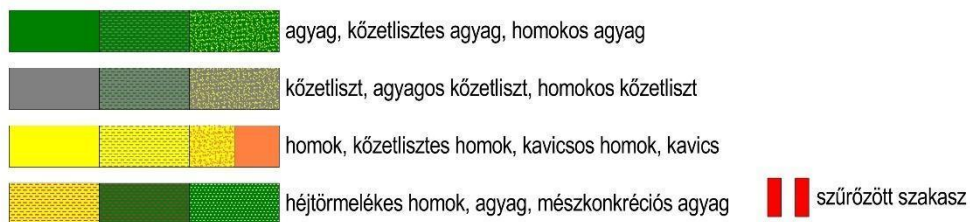


36. ábra: Az MPT alatti homokosorozat szétseprűződése Kecskemét–Városföld térségében

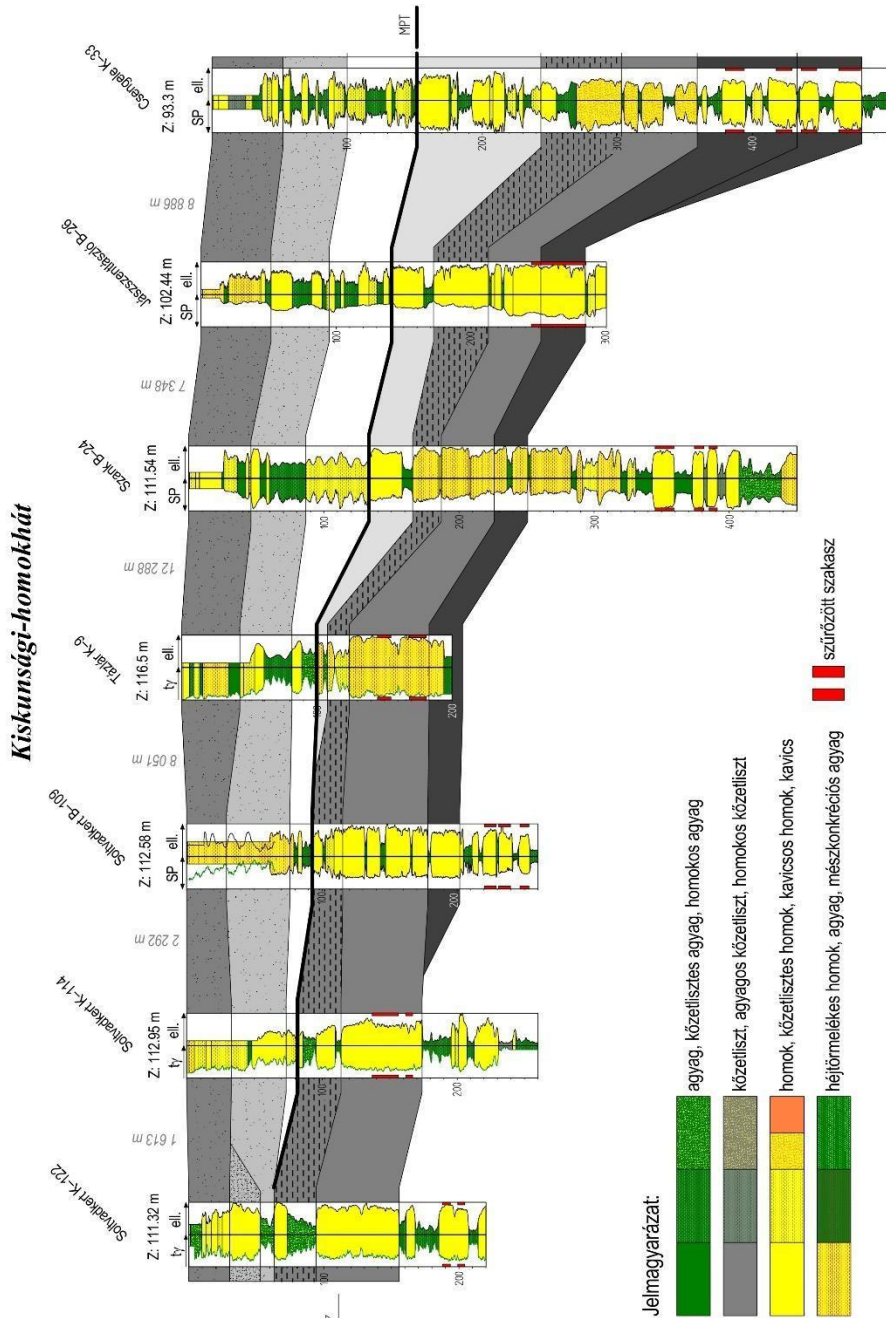
Kiskunsági-homokhát



Jelmagyarázat:



37. ábra: Az MPT alatti homokosorozat szétseprűződése Soltvadkertben



38. ábra: Az MPT alatti homokosorozat folytatása a Makói-árók irányában

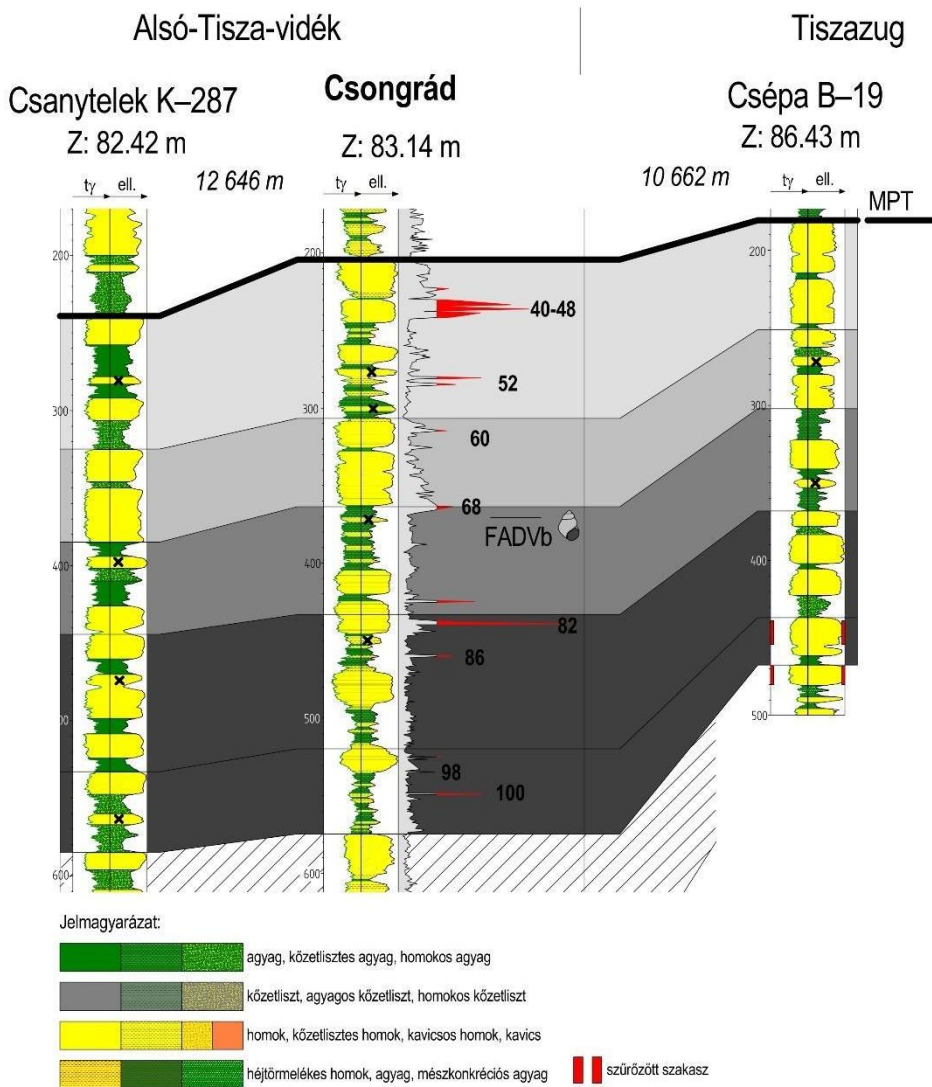
A vertikálisan egyveretű és fölfelé finomodó zátonykomplexumok rétegtani értelmezésére a szakirodalomban elterjedt magyarázat a fonatos és meanderező mederalakulatok eltérő üledékképződése. Ettől a felfogástól

eltérő az a szemlélet (Bridge 2003, Willis&Tang 2011, Willis et al. 2015), hogy a vertikális egyveretűség a zátonykomplexum folyás irány szerinti rendszeres újraépülésével van kapcsolatban, ami lényegében a folyásirány szerinti vándorlást, más szóval a translációs mederfejlődést jelzi. Ebben a megközelítésben a fölfelé finomodó szemcseszerkezet a sodorvonal egyre távolabb kerülésére, vagyis a kanyarulat fejlődésére, a zátony folyásirány szerinti helyben maradására és expanziós fejlődésére utal.

Ez utóbbi felfogás tehát a görbealak és a vízfolyás hordalékszállító képessége között tételez fel szoros kapcsolatot. Ebben a megvilágításban a mederkomplexumok hasonló megjelenése, azaz vertikálisan egyveretű jellege a medenceperem és a medencebelső területén arra utal, hogy a zátonyfejlődés translációs jellege, vagyis a vízfolyások viszonylag intenzív hordalékszállító jellege nem változik lényegesen a medencebelső irányában.

Ha ez így van, akkor az ártéri üledékek arányának szelvény mentén bekövetkező látható megváltozása nem a vízfolyás energetikai állapotának változására vezethető vissza. A rétegsorban megőrződött ártéri üledékek mennyisége feltehetően attól függ, hogy az ártéren lerakódott iszapos–agyagos összlet mekkora eséllyel, azaz milyen gyakorisággal esett áldozatul a vízfolyás laterális eróziójának. Ezt befolyásolhatja a vízfolyás konvergens ill. divergens jellege és a vízfolyás által bejárható tér, vagy mindkettő. Divergennsé váló vízfolyásrendszer esetében a szállítási energia csökkenése miatt csökken az oldalazó erózió mértéke, völgybeágódás esetben ugyanakkor a bejárható tér szűkülése miatt a vízfolyás spontán mederáthelyeződései során az adott (fúrás)szelvénybe való visszatérés gyakorisága/valószínűsége nő meg drasztikusan.

Divergennsé váló vízfolyásrendszerek esetén ugyanakkor a rétegsorban szükségszerűen meg kell jelennie olyan, jellemzően kisebb vastagságú mederkomplexumoknak (homok-betelepüléseknek), amelyek a fő vízfolyásról leágazó kisebb elosztócsatornák méreteinek felelnek meg. E kisebb vastagságú „másodrendű” homokbetelepülések megjelenése gyakori a Makói-árok területén (39. ábra – az ellenállás görbék oszlopában „X”-el jelölve), nem jellemző azonban Kecskemét–Városföld, vagy Soltvadkert esetében. A Makói-árok irányában ezért az ártéri üledék fokozatos megjelenését inkább a vízfolyás által bejárható tér méretének növekedése, azaz a völgy elhagyása okozhatta.



39. ábra: Az MPT alatti homokosorozat megjelenése a Makói-árokban

Okkal feltételezhető tehát, hogy Kecskemét–Városföld ill. Soltvadkert területek fölött – azaz a medenceperem irányában, a üledékes egységek területén – a vízfolyások viszonylag korlátozott oldalirányú kitérést megengedő alföldi völgyekben haladnak, ahol az ártéri üledékek megőrződésének esélye kicsi, míg e területeken a völgyek fokozatosan kiszélesedtek, ill. a vízfolyások kiléptek a völgyből a nyílt síkság irányába, ami nagyobb teret adott a spontán mederáthelyeződéseknek, s ezzel a kialakult ártéri üledékek megőrződésének. A Makói-árok irányában azután

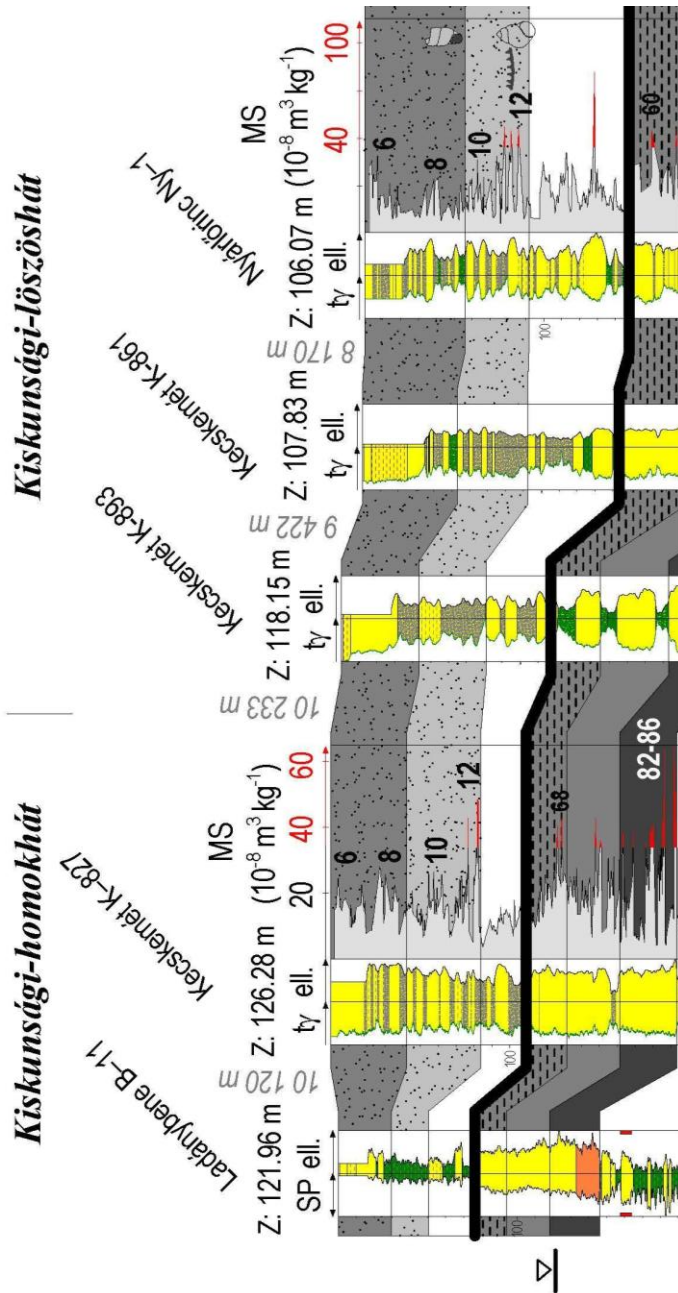
megindulhatott a vízfolyásrendszer elágazása, s ezzel együtt idős, medenceközépi legyezőszerű hordalékkúpok kialakulása is. Ezt a képződési környezetet támasztják alá a homoksorozat izovastagsági térképei is (34. ábra A, B).

4.2.3. Az MPT felület fölötti folyóvízi homok összlet korrelációi, elkülönítése a pre-kvarter képződményektől, tagolása és elterjedése

4.2.3.1 A homok összlet rétegtani tagolása

Az MPT felület fölött megjelenő, gyakran 100 m-t meghaladó, vékony homok rétegeket tartalmazó fölfelé durvuló sorozat fektől való elkülönítése az MPT felület mentén rendszerint litológiai alapon is megoldható, tagolása azonban karotázs korreláció alapján bizonytalan. A mágneses szuszceptibilitás és paleontológiai adatok együttes figyelembevétele az alapfúrások környezetében ugyanakkor lehetővé teszi a viszonylag egyveretű rétegsor három geokronológiai egységre történő tagolását (40. ábra).

A legalsó egység az MPT felülettől a *Viviparus böckhi* utolsó megjelenésével (Nyárlőrinc Ny-1 – 72 m) egybeeső extrém MS csúcissorozat talpáig (MIS 12) tart, s kora ennek megfelelően 1,2–0,45 millió év. A középső, szakasz a MIS 12 csúcissorozat talpától a hidegtűrő faunaelemek (pl. *Neostyriaca corinodes* Nyárlőrinc-1 48 m) megjelenéséig terjed, paleontológiailag megerősíti a „*Viviparus böckhi*-s fauna” jelenléte (III mágneses szuszceptibilitás ciklus) kora 450–250 ezer év. A legfelső, szakasz a mágneses szuszceptibilitás értékek újbóli növekedésével és hidegtűrő faunával jellemezhető, s feltehetően fiatalabb 250 ezer évnél (MIS 8) (ld. *Neostyriaca corinodes* előfordulásai: MIS 6, 8, 10, 150–350 ezer év Sümegi et al. 2018).



40. ábra: Az MPT felület fölött települő fölfelé durvuló rétegsor tagolása mágneses szuszceptibilitás és fauna adatok alapján (részlet a 31. ábrából)

A többi fúrásban fauna és szuszceptibilitás adatok hiányában csak karotázs korrelációra van lehetőség. Ezekben a fúrásokban az azonosítás ismerve a geokronológiai ciklusok bázisán megjelenő finomszemű üledék. Ennek megfelelően a korrelációs felszíneket a fúrásszakaszok finomszemű

betelepüléseinek bázisán jelöltük ki. Az MPT felület közvetlen fedőjében a finomszemű üledékek megjelenése általános, így az azonosítás biztos. A középső és felső ciklus bázisán található finomszemű betelepülések azonban az ellenállás értékek alapján feltehetően kisebb porozitás kontrasztot képviselnek és nem is folyamatosak, így bizonytalanul követhetők.

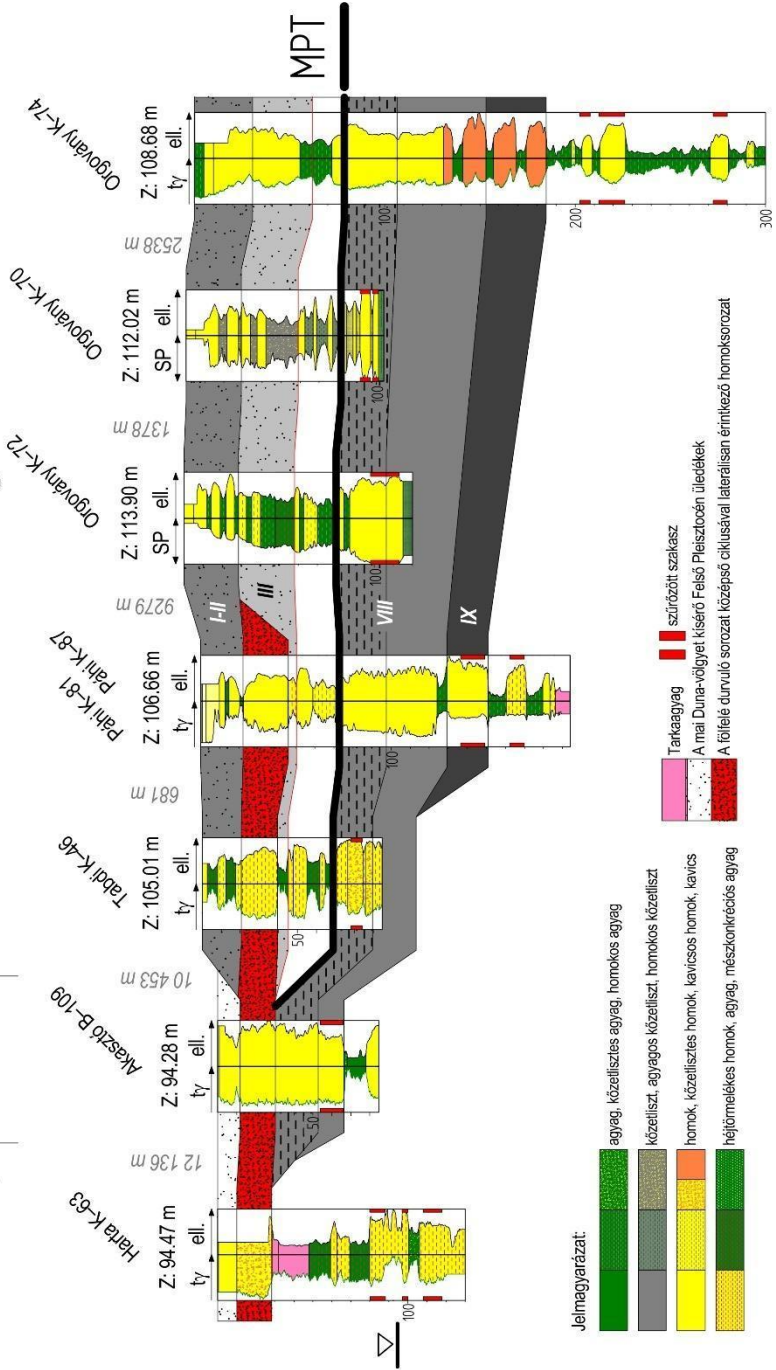
Az MPT felület fölött települő összefüggő finomszemű képződmény egyben a teljes negyedidőszaki rétegsor legjelentősebb és regionálisan legelterjedtebb vízrekesztő képződménye lehet, míg a középső és felső ciklusok bázisa fölött csak foltokban jelentkező iszapos betelepülések regionálisan nem összefüggő kifejlődések, inkább csak lokálisan befolyásolhatják a vízáramlások irányát és sebességét. Mivel a mélyfúrás geofizikai görbéken ezek azonosítása bizonytalan, korrelációjukat nagyban segítené a mágneses szuszceptibilitás mérések bevonása a mélyfúrás geofizikai gyakorlatba.

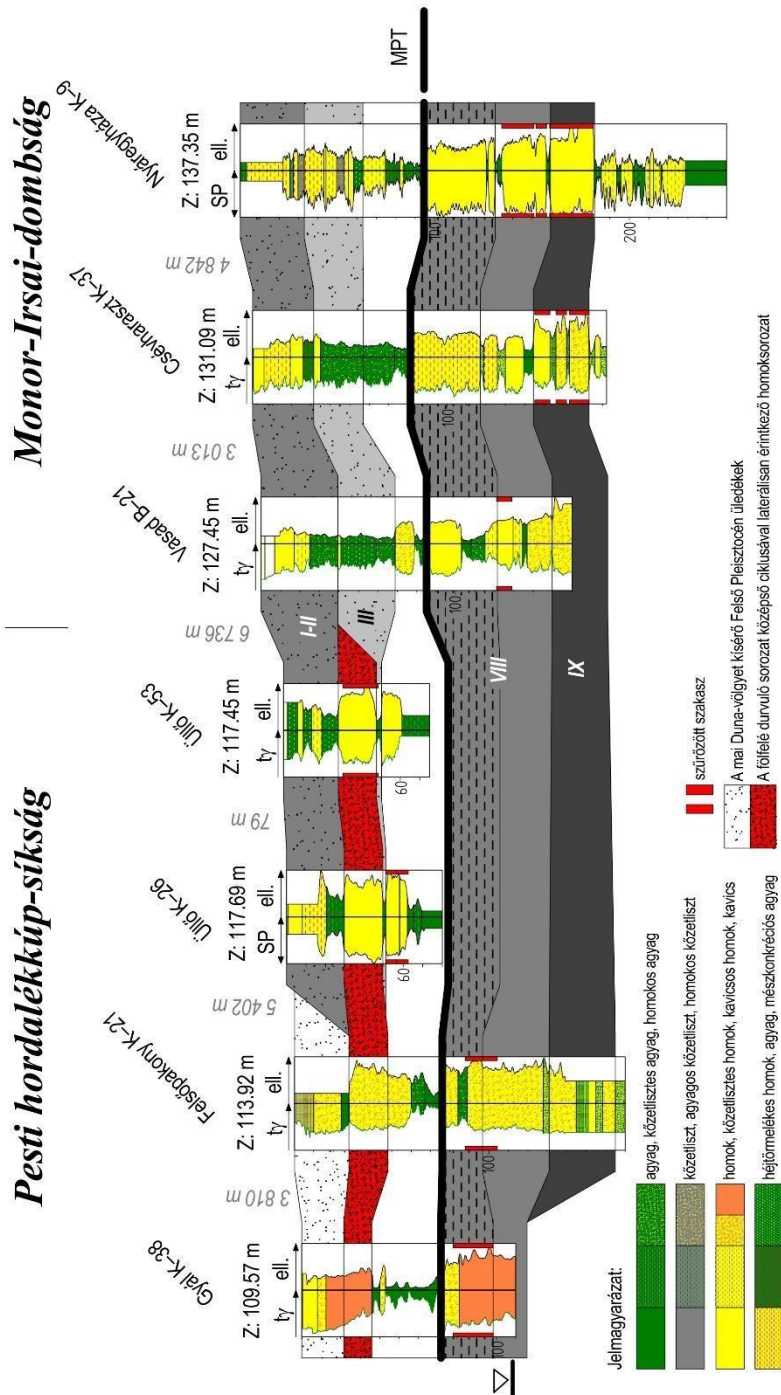
A III mágneses szuszceptibilitás ciklussal megegyező középső (450–250 ezer éves) ciklus litológiai jellege a Ny-i területészen megváltozik (41. ábra). Az uralkodóan finomszemű és többnyire csak vékony homokbetelepüléseket tartalmazó sorozattal Orgovány–Páhi és Vasad–Üllő térségében oldalirányban 20 m vastagságot elérő, finomszemű üledékeket nem tartalmazó homokösszlet érintkezik. Mivel fedőjében Páhi–Tabdi és Üllő térségében is a felső üledékciklus finomszemű anyaga települ, kialakulása lényegében megegyezhet a középső ciklussal, de mivel a homokréteg nagy vastagsága és a finomszemű üledékek hiánya miatt a litológiai jelleg eltér a középső ciklus anyagától, önálló egységként térképeztük.

Kalocsai-sárkőz

Solti-sík

Kiskunsági-homokhát

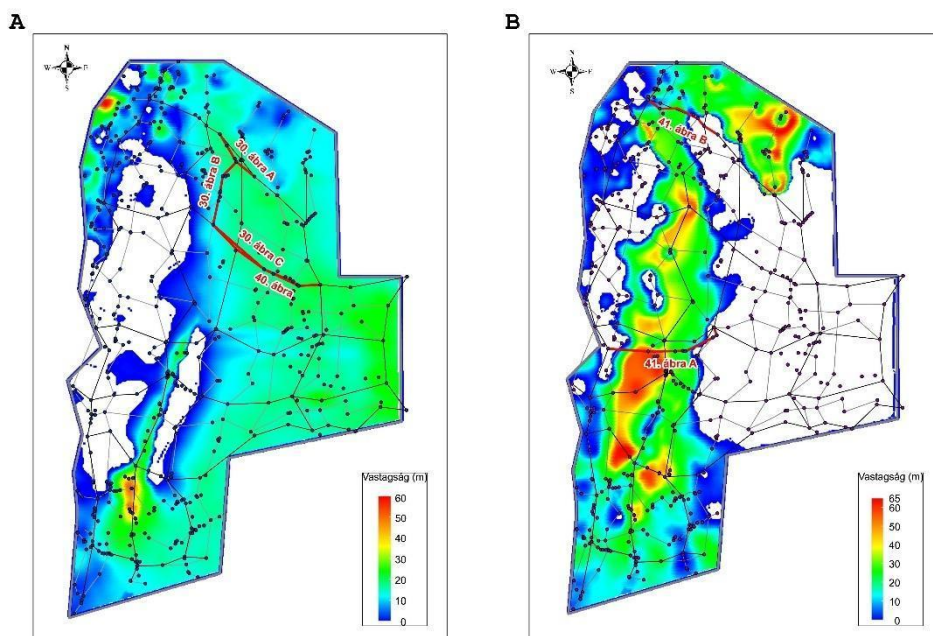




41. ábra: A fölfelé durvuló sorozat középső ciklusával laterálisan érintkező homokosorozat A) Páhi–Orgovány térségében, B) Üllő térségében

4.2.3.2 A homok összlet elterjedése

A fölfelé durvuló ciklusok vastagság térképét befolyásolja a Duna–menti síkság peremén jelentkező erózió, ill. a középső ciklussal Ny-i irányban érintkező nagy vastagságú homokösszlet. Az elterjedés illusztrálására ezért a legnagyobb kiterjedést mutató legfelső ciklus vastagsági térképét mutatjuk be (42. ábra A) és külön ábrázoltuk a középső ciklus finomszemű anyagához laterálisan kapcsolódó összefüggő homokszorozatot (42. ábra B). A legfelső ciklus gyakorlatilag a teljes Duna–Tisza között lefedi, a középső ciklussal laterálisan érintkező homokszorozat ugyanakkor a vastagságtérkép alapján egy közel É–D-i lefutású üledék összlet, amely a mai Duna-völgy területével részben átfed, részben attól keletre található.



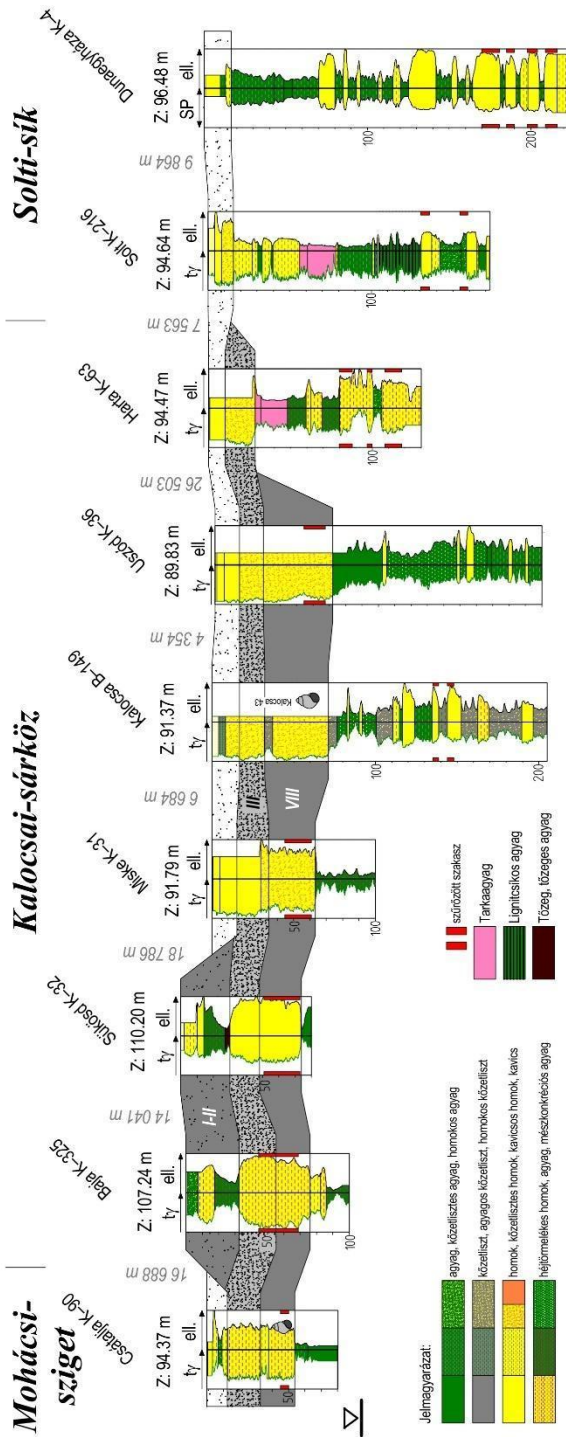
42. ábra: A: A fölfelé durvuló sorozat felső ciklusának vastagsági térképe B: A fölfelé durvuló sorozat középső ciklusával laterálisan érintkező homokszorozat vastagsági térképe

4.2.4. A mai Duna-völgy és a „Kalocsa–Baja-i árok” homokos üledékeinek tagolása kora és elterjedése

A Duna-völgy talpán található 10–15 m vastag homok összlet mélyfúrási geofizikai vizsgálatát akadályozza a furat állékonyságát biztosító vezércső. Vastagsága így elsősorban a földtani naplók szöveges leírásából derül ki, melynek bizonytalanságát növeli a szitaminta mélységének pontos meghatározása. Jelentős változást a karotázs korrelációk a Duna-völgy mentén elsősorban a Kalocsa–Baja térségében közismerten 60–70-re vastagodó homok összlet megítélésében hoztak.

É–D-i szelvényen (43. ábra A) a Solt–Harta–Uszód viszonylatában jelentősen megváltozó homokvastagság. A nagy vastagságú homokréteg a benne található „Viviparus böckhi-s fauna” alapján bizonyosan idősebb a Duna-völgy felszínén található mintegy 10–15 m vastag homokrétegnél, s Uszód–Kalocsa–Csátalja között összefüggően jelentkezik, fedőjében Baja–Sükösd térségében a fölfelé durvuló homokösszlet legfelső ciklusával.

A terület egyik legrészletesebb vizsgálatát a mélyfúrási és paleontológiai adatok együttes áttekintésével Jaskó S. és Krolopp E. adták (Jaskó&Krolopp 1991). A szerkezet lehatárolása kapcsán e vizsgálat során problémát jelentett, hogy a kor gyakorlatának megfelelően a kutatók a különböző technológiával mélyült fúrásokat eltérő súllyal vették/vehették figyelembe. Jaskó S. a vízkutató fúrások vízföldtani naplóinak földtani leírását nem vette számításba mivel *„az iszapöblítéses, forgatva működő (rotary) artézi kútfúrások réteghatár-mélységadatai, valamint az átfúrt kőzetfélések megnevezése meglehetősen pontatlan”*. Ebből kifolyólag adatok hiányában a következő megállapításra jut: *„... a szinklinális ... keleti szárnya pedig keskeny és meredekebb. Nem tudjuk pontosan, hogy ez a keleti szárny hol milyen szélességű, és mikor (értsd milyen távolságban – Pummer) kezdenek a rétegek ismét süllyedni az Alföld belseje felé, ugyanis a K-re eső területen már csak igen kevés, és egymástól túl messze levő fúrás akad.”*



43. ábra: D—É-i csapású karotázs korreláció Kalocsa és Baja között

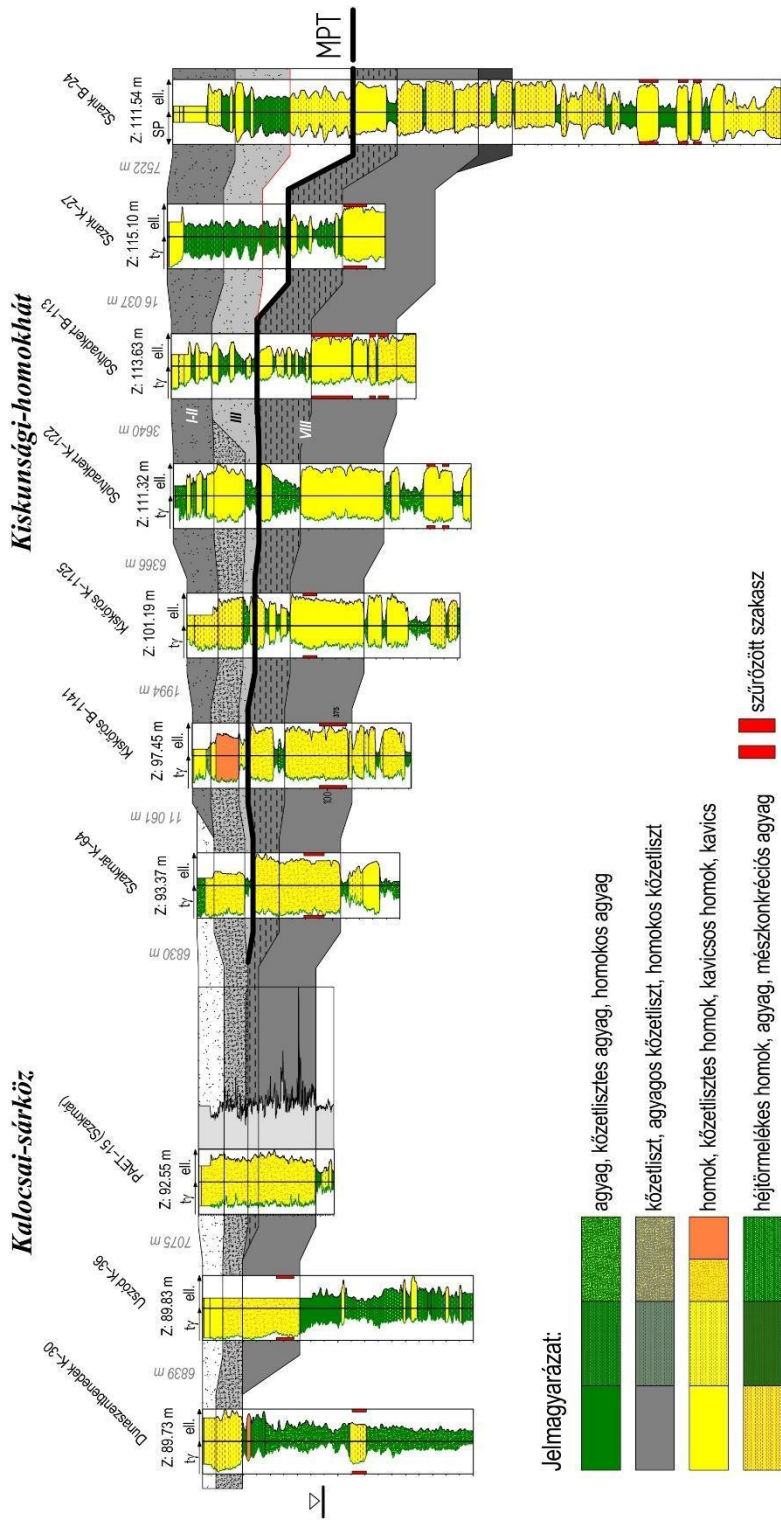
Az így megfogalmazódó „Kalocsa–Baja-i árok” a kvarter vízhalózat

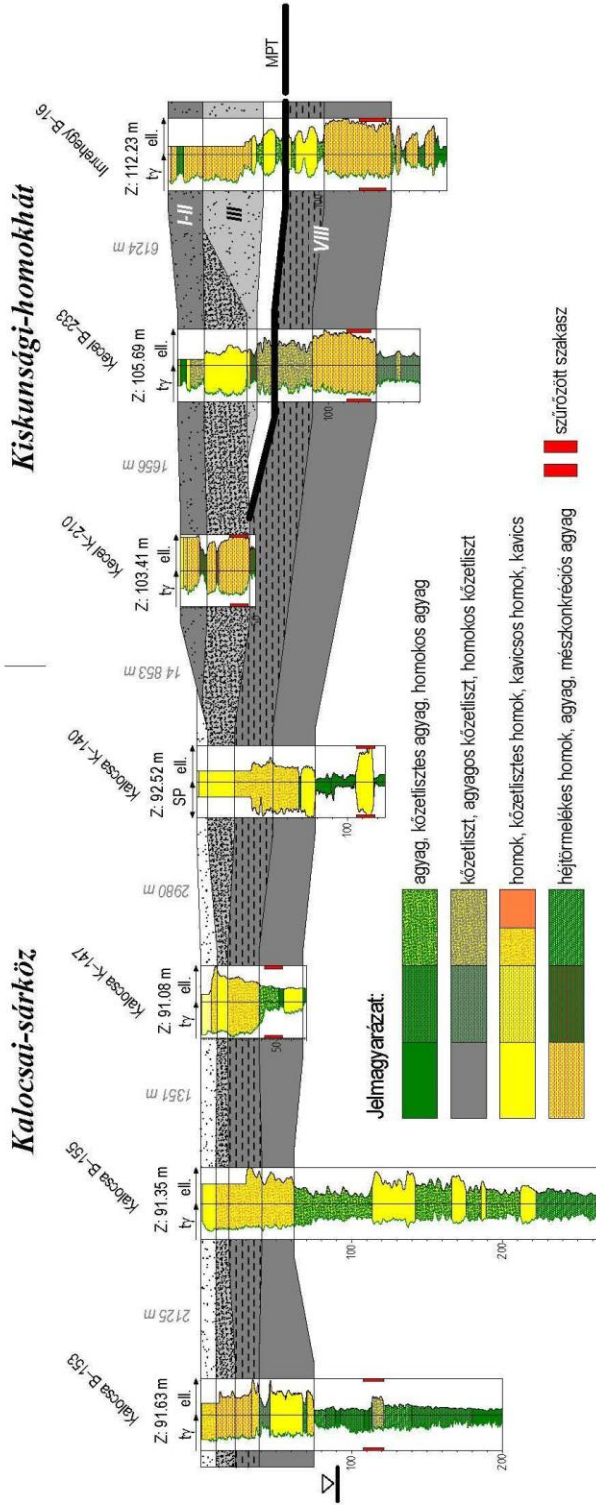
és legfőképpen a felső Dunavölgy kialakulására vonatkozóan is számos elképzelést inspirált (pl. Kiss et al. 2015). A területre szerkesztett K-Ny-i lefutású karotázs korrelációk (44. ábra) a szerkezetet más megvilágításba helyezik. Az Uszód–Kalocsa térségében feltárt 50–60 m vastagságú kavicsos homokos összlet folytatódik Szakmár–Kiskőrös–Soltvadkert irányába (44. ábra A), s lényegében ugyanez mondható el Kalocsa–Kecel–Imrehegy (44. ábra B), ill. Miske–Hajós–Jánoshalma viszonylatokban (44. ábra C) is. A nagy vastagságú homokösszlet tehát folytatódik kelet felé a Duna–Tisza köze irányában, elterjedése tehát – a gyakori vélekedéssel ellentétben – nem korlátozódik egy Duna-völgyet kísérő, Kalocsa–Baja térségében kialakult fiatal árkos süllyedékre.

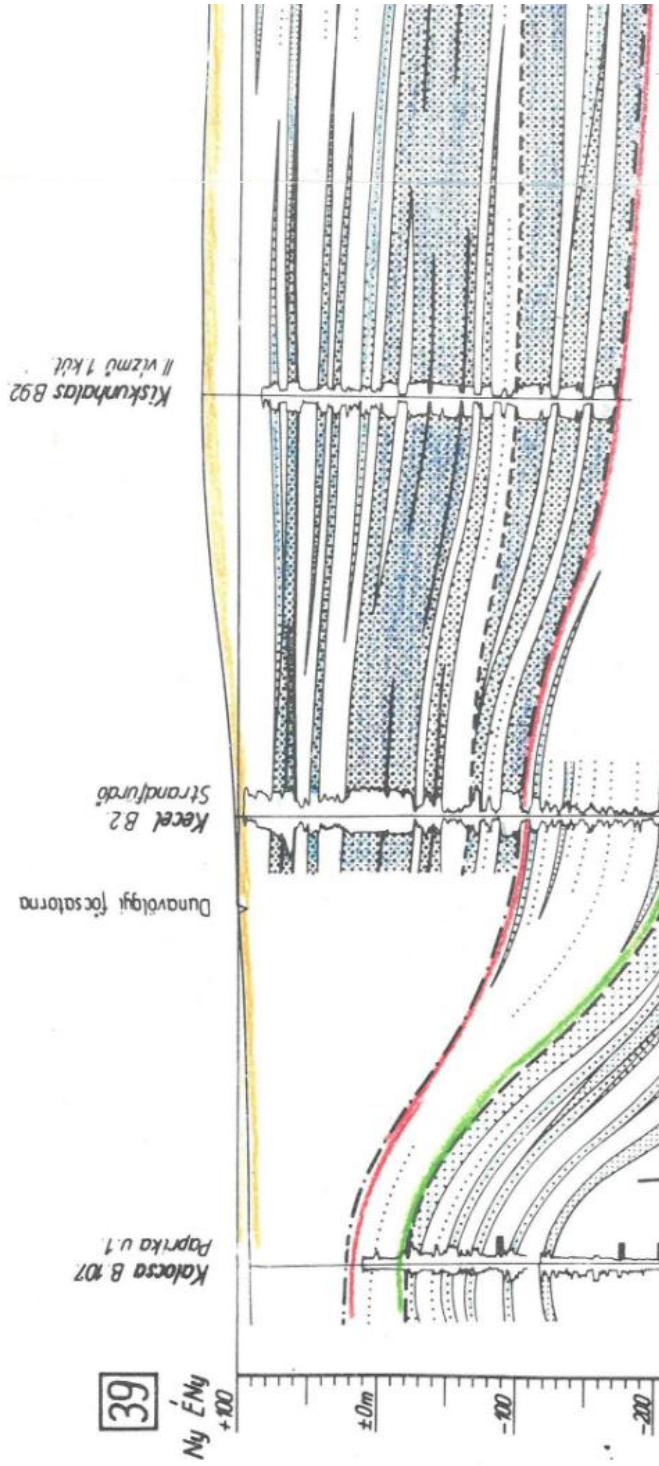
E duna-tisza-közi nagy vastagságú medersorozat meglétét Urbancsek J. (1977) is megmutatja 39. sz. karotázs korrelációs szelvényén Kecel–Kiskunhalas irányában, azonban – feltehetően a Dunavölgy vitatott értelmezése miatt – nem kötötte be Kalocsa térségébe (45. ábra). Az 50–60 m vastagságú homokos kavicsos összlet gyakran kerül szűrőzésre a térség vízmű kútjaiban. A rétegsor 50–60 m vastagságú monoton mederüledék, melyben gyakorlatilag nem figyelhetők meg ártéri betelepülések.

Látható tehát, hogy a korábban É–D-i tengelyűnek feltételezett szerkezet az azt kitöltő homokosorozat dimenzióit figyelembe véve valójában sokkal inkább K–Ny-i tengelyű, Alsó Pleisztocén üledékekkel kitöltött süllyedék. A süllyedék mint Pleisztocén szerkezeti egység értelmezése ettől persze még lehetséges, ennek eldöntéséhez regionális léptékű szeizmikus szelvények mentén vizsgáltuk az üledékes egység elterjedésének lehetséges szerkezeti okait. Ehhez a Ku-278-309, Si-37-Reg-3 és Si-52 szelvények mentén található értelmezett fúrások alapján szerkesztettünk földtani szelvényeket 40x-es túlmagasítással (46., 47., 48. ábrák).

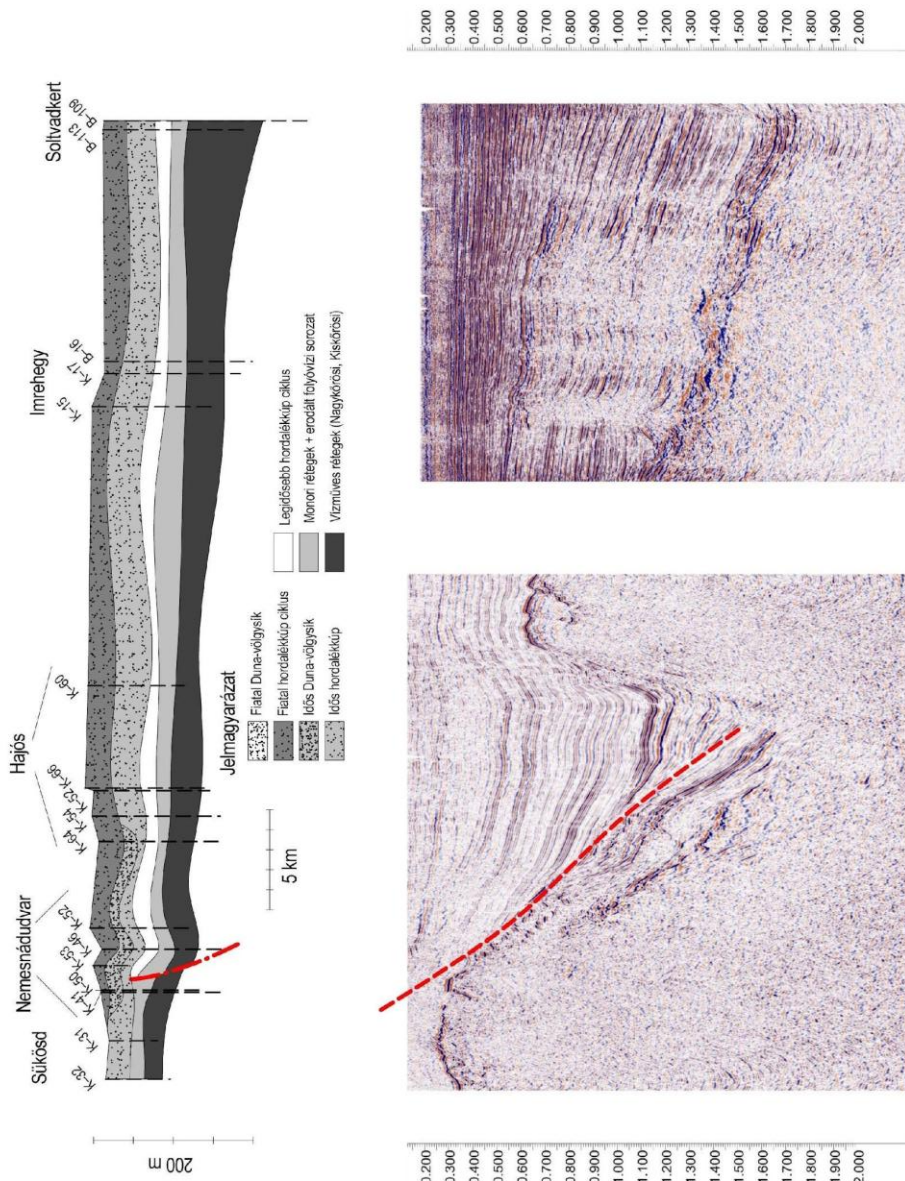
A szelvényeken, hogy a vastag medersorozat határát a térségben mind É-i, mind Ny-i irányban aljzatszerkezetek jelölik ki, ami egyúttal a szerkezetek kvarter felújulását is jelzik. A Ku-278-309 és Si-37-Reg-3 szelvények mentén (46., 47. ábrák) ugyanakkor az is látható, hogy a Hajós – Borota - Imrehegy között található szerkezeti kiemelkedés nincs hatással az üledékes egység elterjedésére. Ez alapján „Kalocsa–Baja-i árokkal” nem indokolt számolni a területre vonatkozó negyedidőszaki földtani és fejlődéstörténeti (ösföldrajzi) modellekben.



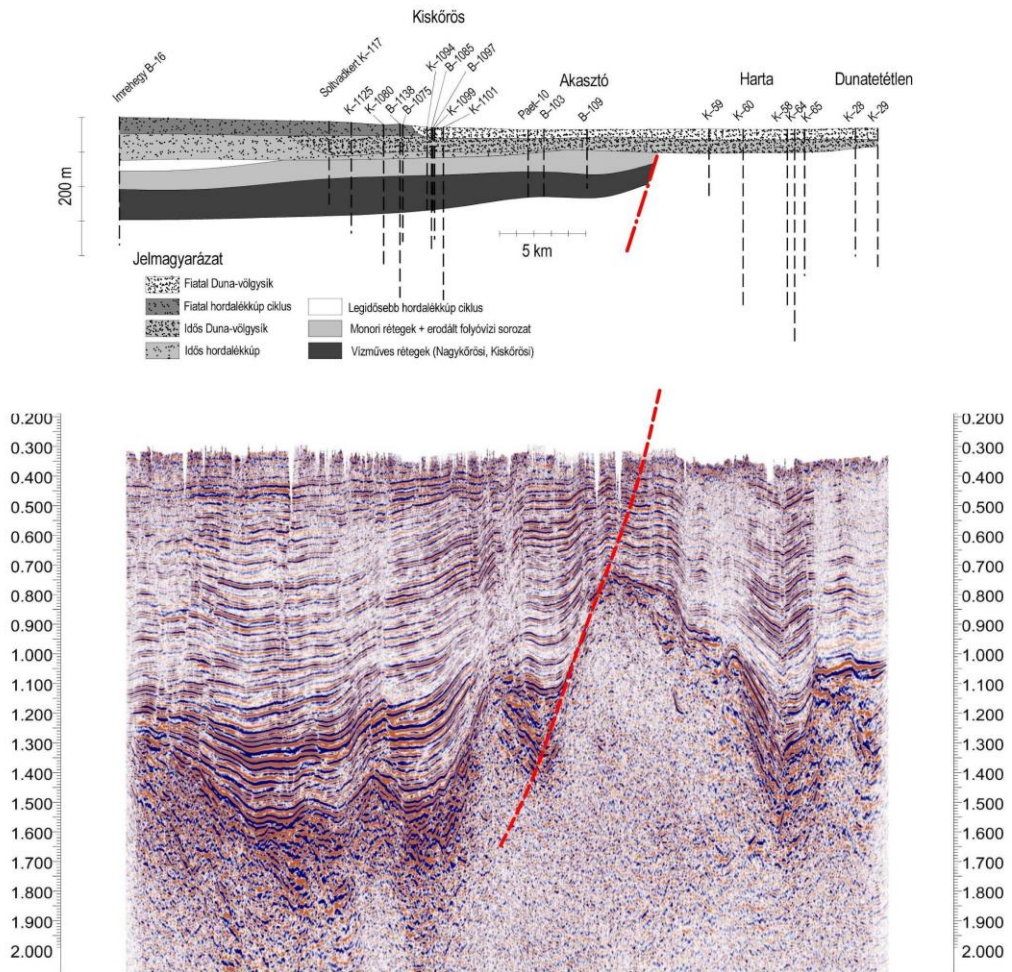




45. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” megjelenése Urbancsek J. (1977) 39. sz. szelvényén

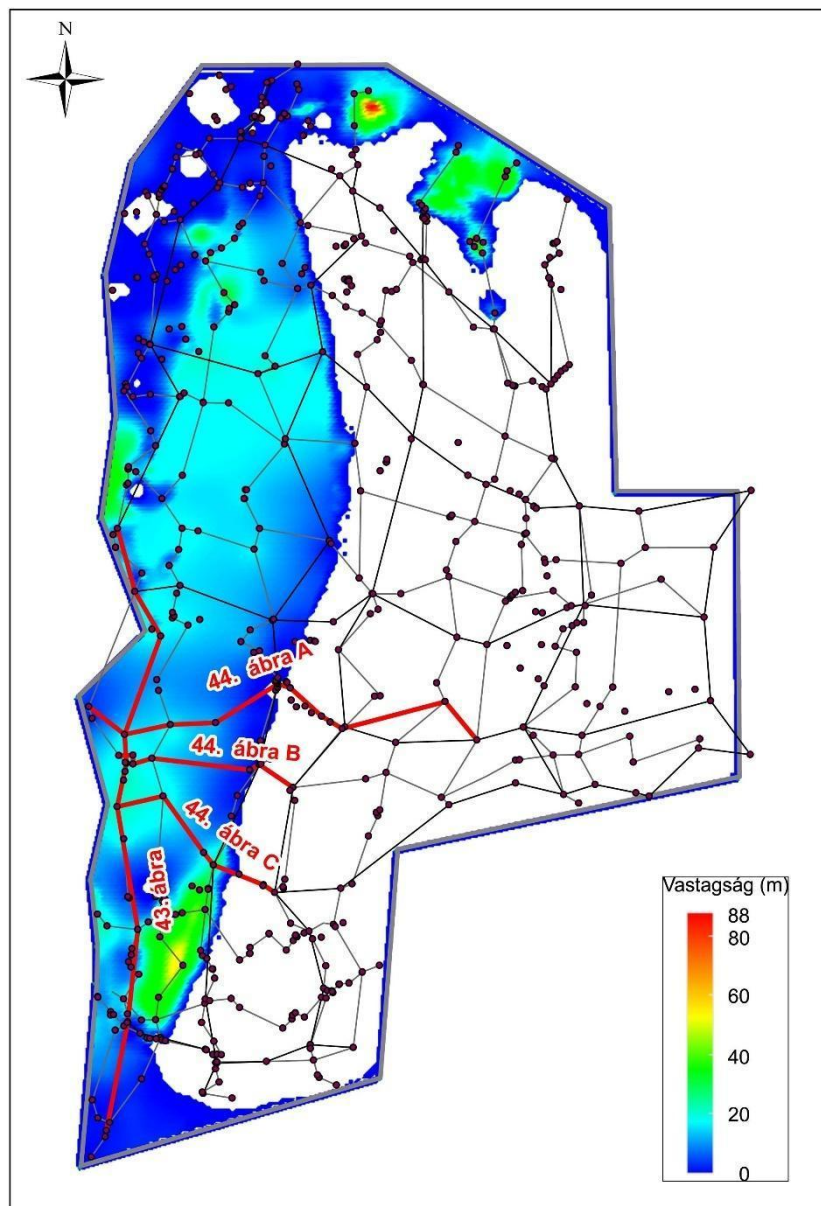


46. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” a Ku-278-309 szeizmikus szelvény mentén



48. ábra: A „Kalocsa–Baja-i árok” a Si-52 szeizmikus szelvények mentén

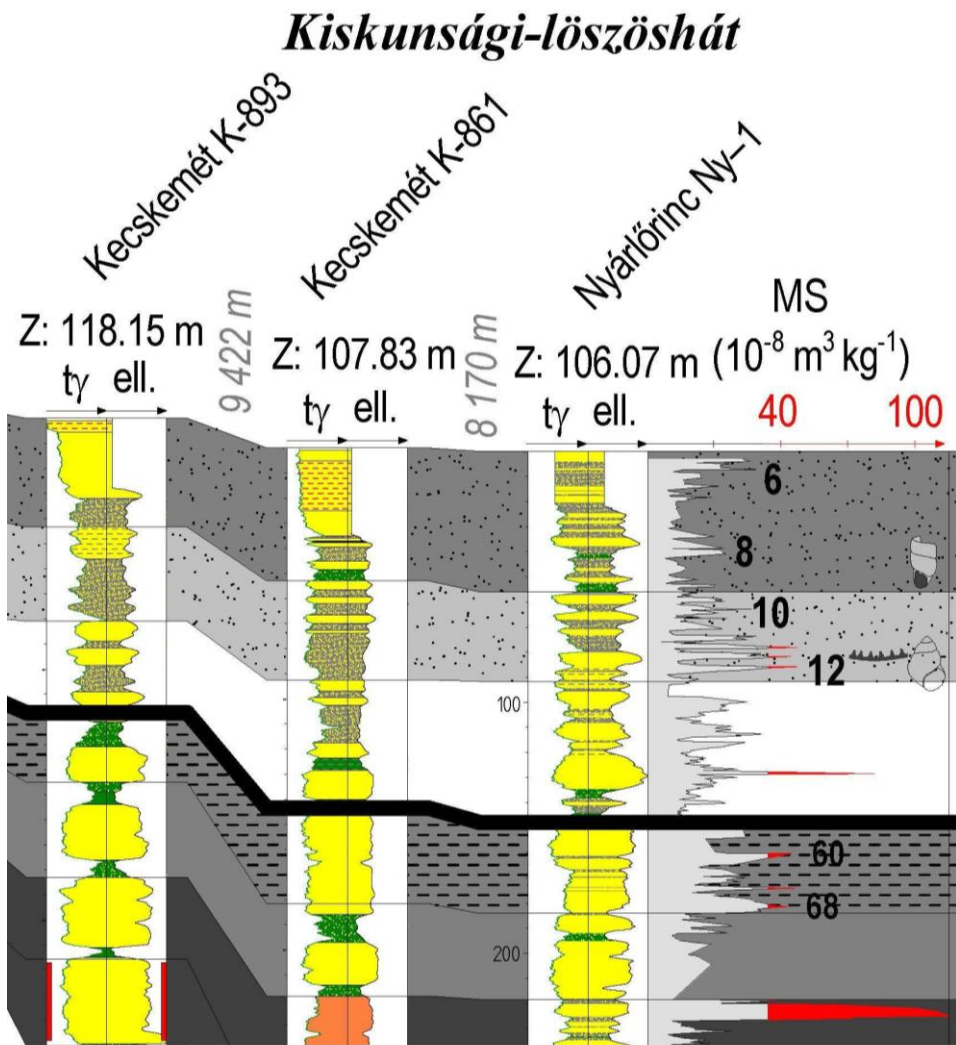
A Solt-tól D-re eső homoksorozat alsó, nagy vastagságú részét ennek megfelelően nem tekintettük a Duna-völgy felszínét borító fiatal üledéksor részének, ami az üledékvastagsági térképen is tükröződik (49. ábra).



49. ábra: Felső Pleisztocén üledékek izovastagsági térképe a Duna-völgy mentén

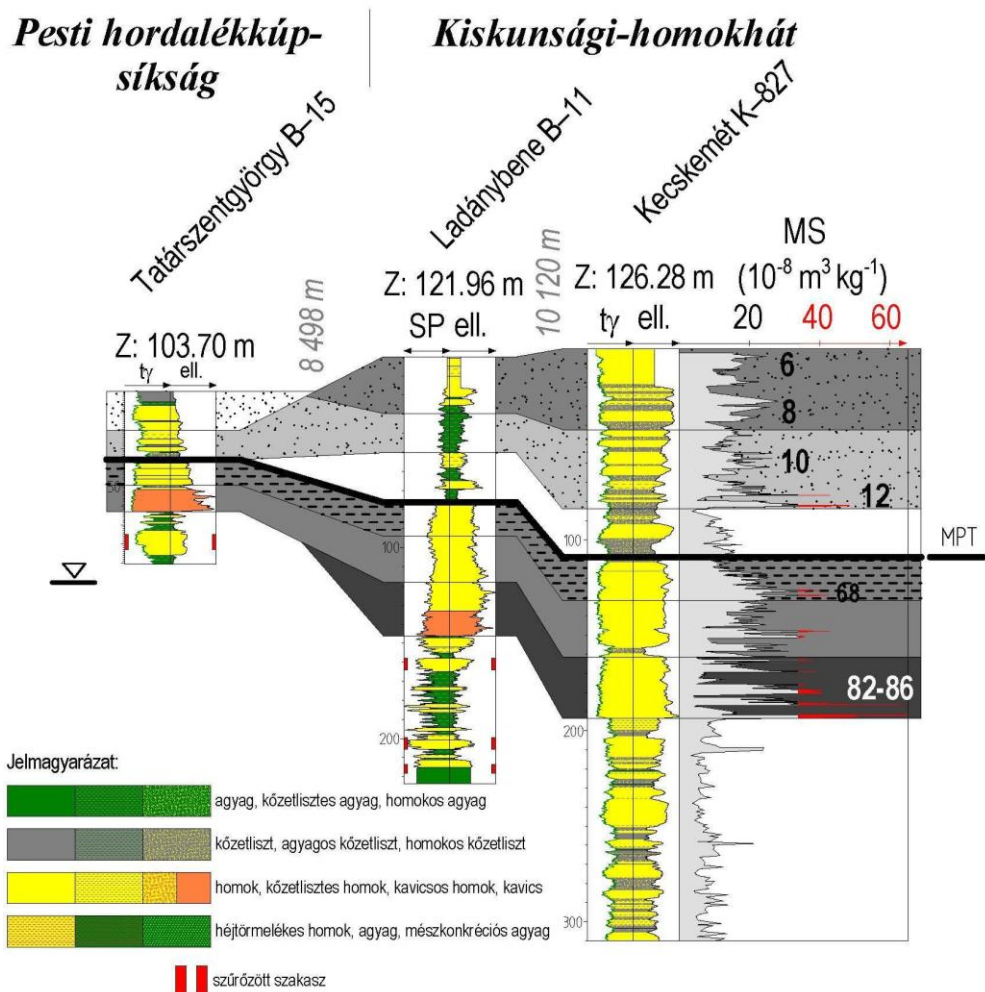
4.2.5. Az MPT felület korrelációs nehézségei a medenceperemek irányában

A homokosorozat és a túlterjedő településű „Monori-rétegeket” összefoglaló idős folyóvízi összletet és a fiatalabb legyezőszerű hordalékkúpot elválasztó felület geokronológiai, regionális földtani és vízföldtani szempontból egyaránt fontos. Jelentősége a negyedidőszaki talp felülethez hasonlítható. Azonosítása a terület középső részén nagy kiterjedésben biztos, alatta mederüledékek monoton sorozata, fölötté a kvarter üledéksor legfinomabb szemcsés képződményei települnek (50. ábra).



50. ábra: A MTP felület típusos megjelenése Kecskemét–Nyárlőrinc térségében

Problémák jellemzően a medenceperem felé jelentkeznek. A Ny-i medenceperem irányában a felület emelkedik és lefejeződik, azaz a fölötté települt finomabb szemű üledékek letarolódtak, s ezek hiányában az azonosítás bizonytalan (51. ábra, 52. ábra).



51. ábra: A MTP felület lefejeződése Ladánybene–Tatárszentgyörgy vonalában

4.3. Duna negyedidőszaki hordalékkúpjának fejlődéstörténete

Az MPT felület alatt található, uralkodóan homokos összletet a korai térképezésektől folyóvízi összletnek tekintik (Sümeghy 1950, Miháltz 1953, Molnár 1973). A karotázs korrelációs szelvényeken jelentkező 10 m vastag, vertikálisan egyveretű homoktestek megerősítik egy nagy, Duna méretű vízfolyás jelenlétét. Az ártéri üledékek hiánya ill. erősen alárendelt jellege intenzív laterális erózióra vagy elágazó vízfolyásrendszerre utalhat. A vastagságtérkép alapján az alsó folyóvízi összlet üledékképződése Nyárlőrinc–Lajosmizse térségétől ÉNy-ra egy ÉNy–DK-i tengelyű süllyedéket tölt ki, ami azonban, az itt bemutatott eredmények alapján (34. ábra A, 53. ábra A), nem szerkezeti árok (vö. Sümeghy 1950) hanem feltehetően völgybevagódás. Nyárlőrinc–Lajosmizse térségétől DK-re a Makói-árok irányában ez az irányítottság megszűnik, a rétegsor kivastagszik, a finomszemű értéri üledékek részaránya jelentősen megnő. Itt akár medencebeli legyezőszerű hordalékkúp épülésével is számolhatunk. A Monori szint vastagságtérképe (34. ábra B) jelzi, hogy a folyóvízi felhalmozódás idővel a medenceperemi területre is túlterjedt az egykori völgy területén.

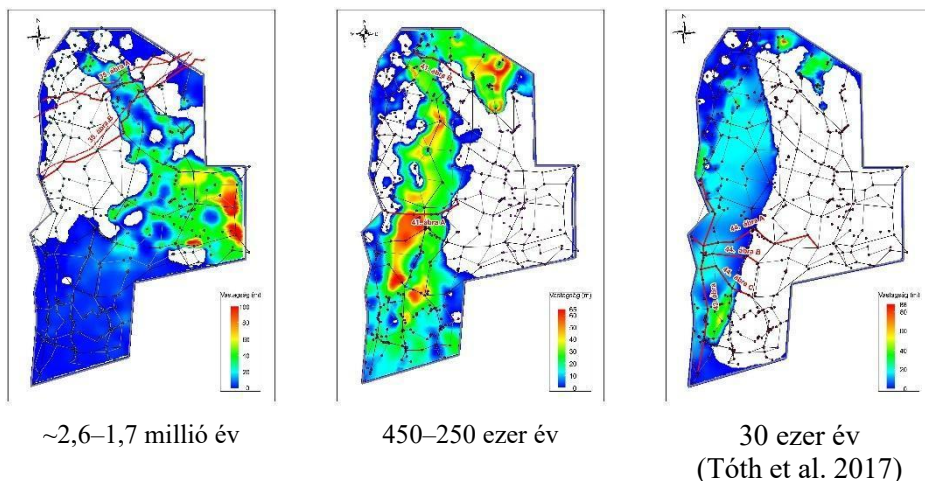
Az MPT felület fölött települő uralkodóan finomszemű, fölfelé durvuló összlet öskörnyezeti értelemezése vitatott. E finomszemű képződménysor folyóvízi vagy eolikus karakterének eldöntésére a magfúrások (Franyó 1980) mélyítése során számos kiegészítő anyagvizsgálat született. A malakológiai adatok (Krolopp in Franyó 1980) és a homokszemcsék pásztázó elektronmikroszkópos felvételei (Borsy és társai 1987) egyaránt azt igazolták, hogy a felső 100–200 m-es finomszemű összlet sokkal inkább folyóvízi, tavi és eolikus környezetek gyakori váltakozásaként értelmezhető, mintsem uralkodóan eolikus képződmények monoton sorozataként. Ehhez járul hozzá a karotázs korrelációkon nagy területen megfigyelhető fölfelé durvuló jelleg (30. ábra), ami a folyóvízi rétegsorok körében elsősorban a hordalékkúpok sajátja (Weissmann és társai 2010, Ventra és Clarke 2018). A finomszemű üledékbe ágyazott homokrétegek jellemzően kis vastagsága ugyancsak arra utal, hogy a mai Dunánál jóval kisebb vízfolyásokhoz köthető az üledékfelhalmozódás.

A vízfolyások méretének megváltozására vonatkozóan Sümeghy (1950) spontán mederfejlődéssel számolt, az MPT felület korának (1,2 millió év) ismeretében ugyanakkor a változás klímátörténeti eseménnyel is

magyarázható. A pleisztocén közepi klímaromlás következtében számolni lehet a csapadékmennyiség csökkenésével, a lehulló csapadék jelentős részének hó és jég formájában történő visszatartásával, ill. a keletkező törmelék mennyiségének megnövekedésével egyaránt.

A hordalékkúp középső ciklusával laterálisan érintkező homoksorozat egy a mai Duna méretű vízfolyás korábbi jelenlétére utal (53. ábra B). Mederüledékeinek elterjedése átfedett a mai Duna-völgygel, de K-i irányban benyúlik a mai Duna–Tisza-köze területére. Felhalmozódása a középső ciklus korával számolva 450–250 ezer év közé tehető. Ez a karotázs korrelációból, faunaadatokból és szuszceptibilitás vizsgálatokból adódó érték arra utal, hogy a fiatal Duna üledékek alatt megismert, a 30 ezer éves minták alatt következő, de 200 ezer évet megközelítő OSL kor (Sebe és társai 2019) már ennek a vízfolyásnak az üledékét reprezentálja. A hordalékkúp ÉNy-DK-i tengelyétől Ny-ra, de a mai Duna-völgytől keletre térképezett homoksorozat teljesen egybeesik a korábban publikált fejlődéstörténeti képpel miszerint a Duna fokozatosan tolódott Ny-felé (Sebe és társai 2019 ottani 6. ábra).

A Duna-völgsíkon található felszíni üledékek (53. ábra C) kora OSL méréseken alapuló vizsgálatok alapján 30 ezer éves vagy annál fiatalabb (Tóth és társai 2017). A Kalocsától D-re megtalálható nagy vastagságú homoksorozat ugyanakkor *Viviparus böeckhi*-s faunával rendelkezik, azaz még a Bugyi kavicsbányában előkerült nagyemlős fauna (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Megaloceros giganteus*, *Rangifer tarandus*, *Alces* sp., *Bos primigenius*) alapján a felső pleisztocén hűvös-hideg szakaszára tehető (Jaskó és Kordos 1989) kavicsos homok sorozatnál is idősebb. Ezt figyelembe véve az Uszód–Kalocsa térségében bekövetkező „kivastagodás” egyszerűen annyit jelent, hogy ettől északra a felső pleisztocénben a Duna pannóniai, ettől délre pedig alsó pleisztocén folyóvízi képződményekből felépített térszínen futott.



53. ábra: A Duna negyedidőszaki völgybevágódásainak térképi helyzete

4.4. A modellezés eredményeinek összevetése korábbi megállapításokkal

A bevezető részben ismertettem a Duna-Tisza-közének kutatási előzményeit. Itt az eredmények tükrében azt szeretném röviden megmutatni, hogy a modellezés eredményeként született, eltérő korú képződményeket bemutató izovastagsági térképek hogy viszonyulnak a Duna negyedidőszaki hordalékkúpjáról eddig kialakult ösföldrajzi/fejlődéstörténeti képpel, ill. relevánsak lehetnek -e a későbbi vízföldtani modellezések során.

Ösföldrajzi párhuzamok

A Duna fokozatos nyugatra tolódását számos szerző megfogalmazta. Mike K. (1991) negyedidőszaki vízhálózati térképén ill. Sebe K. és munkatársai (2019) ösföldrajzi térképein is bemutatták (54. ábra). Mike K. a Duna feltételezett futásirányának helyzetét mutatja. Az „Ópleisztocén”, során a Duna Szeged felé tart, az „Újpleisztocén” során nyugatra tolódik, s a Holocén időszakra kerül a mai helyére. A térképen a vízfolyásrendszer jellegére vonatkozóan nincs határozott állásfoglalás. Sebe K. és munkatársai – figyelembe véve a MÁFI alapfúrások paleontológiai adatait – már a mai geokronológiai beosztásnak megfelelő alsó, középső és felső pleisztocén beosztást alkalmaznak, itt is megfigyelhető a Duna fokozatos nyugatra tolódása, ők mindhárom esetre vonatkozóan hordalékkúpot („alluvial fan”) feltételeztek.

Borsy Z. térképsorozata az előző példaktól eltérő szemléletet tükröz. A „negyedidőszak elején” és a „felső-pleniglaciális” idején egyértelműen összefutó, eróziós jellegű vízfolyásrendszert feltételez, előbbi esetben a Duna Szeged felé tart, utóbbi esetben már a mai futásvonal látható, míg a „Würm elején” és „Würm közepén” legyezőszerű vízhálózatot és hordalékkúp épülést

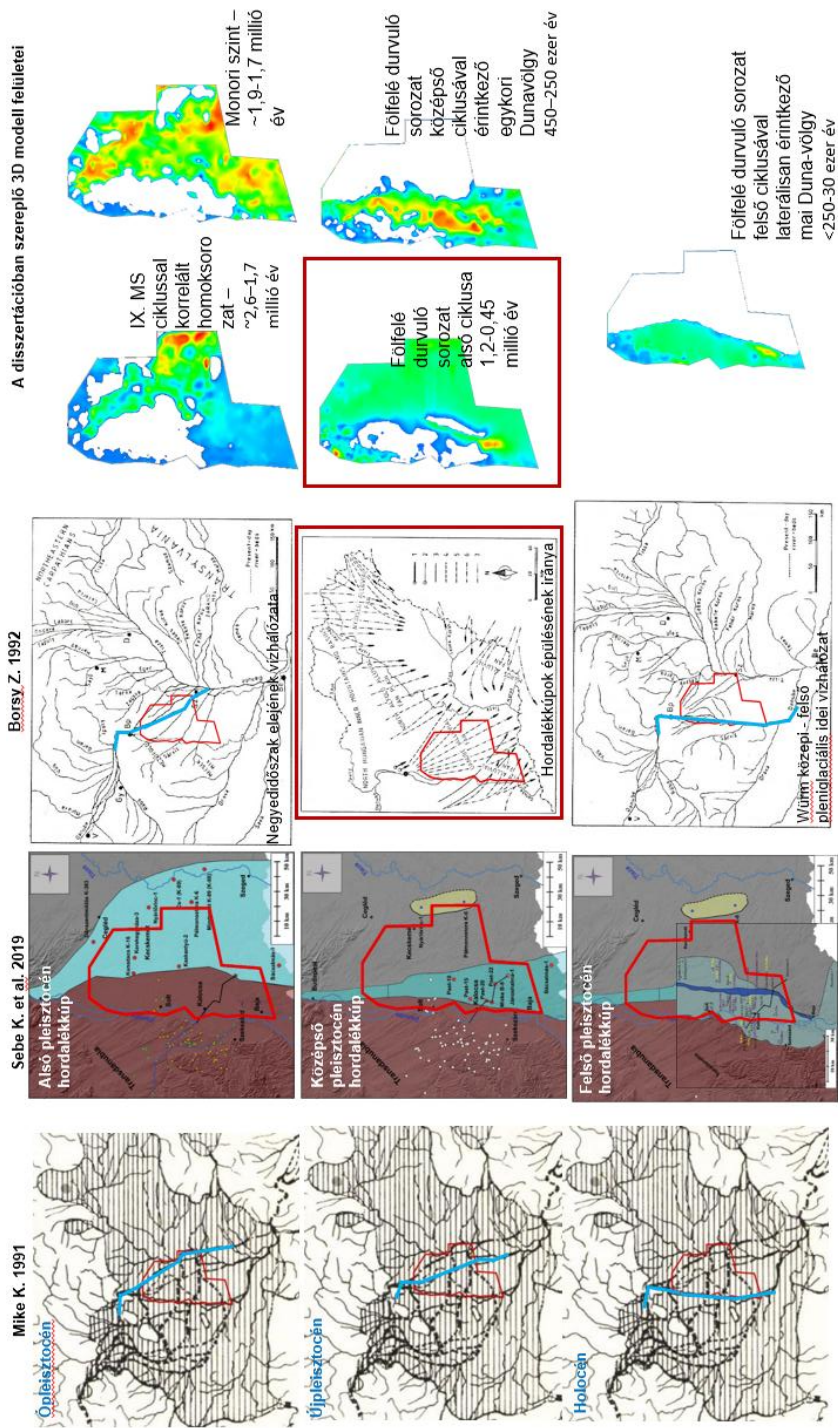
feltételez, ide illesztve be a fokozatos nyugatra tolódást.

A disszertációban bemutatott izovastagsági térképek közül a IX MS ciklus és a monori szint térképe (2,9-1,7 ill. 1,9-1,7 mó év) felel meg a Szeged felé tartó „Ópleisztocén”, alsó pleisztocén, ill. „negyedidőszak eleji” futásiránynak. A völgykitöltő helyzetből adódóan legalábbis Kecskemét-Városföld vonaláig bizonyosan eróziós jellegű, hordalékkúpot legfeljebb ettől DK-re épít. Az MPT felület fölött jelentkező fölfelé durvuló üledéksor ugyanakkor jellegében leginkább a Borsy Z. által jelzett „hordalékkúp épülés” folyamatát képviseli, melyet azonban 450-250 ezer év között megszakított a Duna átmeneti bevágódása, ezúttal már nyugatabbra, térszínileg leginkább a Sebe K. és munkatársai által feltételezett „Középső pleisztocén hordalékkúp” területén. Ezt követően még megújulhatott a „hordalékkúp épülés”, ez lehet analóg a Borsy Z. által jelzett „Würm hordalékkúp épülés” folyamatával, de a hordalékkúp teljes egészében nem nyomozható, mivel nyugati szárnyát erodálta a mai Duna-völgyet létrehozó bevágódás.

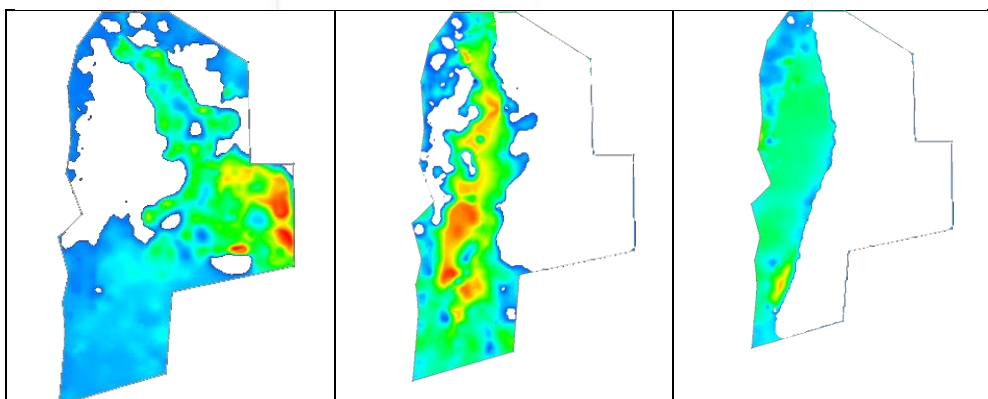
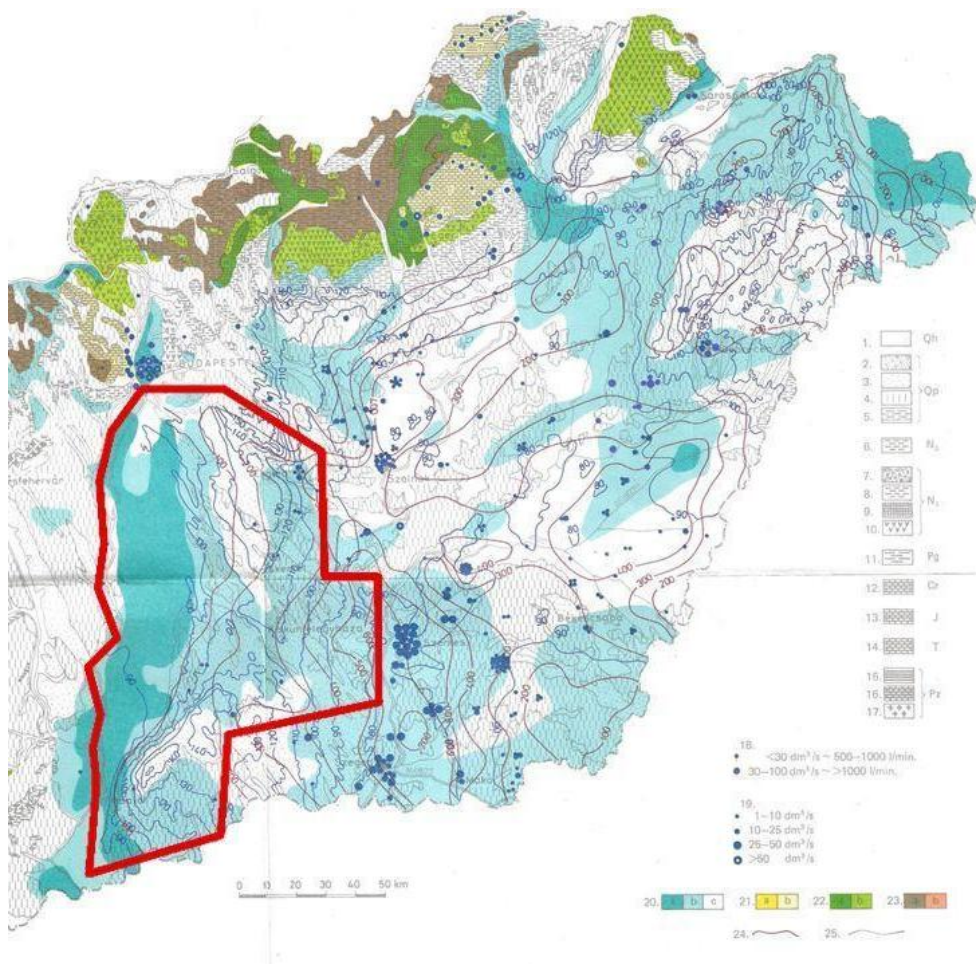
Vízföldtani párhuzamok

Mint a célkitűzésben említettem az itt bemutatott földtani modellezés célja alapvetően a hidrogeológiai modellezés előkészítése. A hidrogeológiai modellezés során derül majd ki, hogy a térképezett üledékföldtani egységek tekinthetők -e a vízföldtani modellezés szempontjából is releváns egységeknek, azaz porozitás és vízáteresztő képesség szempontjából egységes üledéktesteknek. Ráadásul míg egy adott fúrás a földtani modellezés szempontjából valamennyi harántolt modellrétegre ad információt, vízföldtani szempontból csak a szűrőzött rétegre, így a vízföldtani adatgyűjtés mindig esetlegesebb, s megbízható adatok kellően nagy sűrűséggel csak a rendszeresen szűrőzött, jó vízáradó képződményekre vonatkozóan állnak rendelkezésre.

Ezt figyelembe véve ígéretes egybeesés figyelhető meg Magyarország hidrogeológiai térképe (Rónai 1983 in Rónai 1985) és dolgozatban bemutatott, jellemzően homokos képződmények térbeli elterjedése között. A hidrogeológiai térképen a Duna-Tisza-köze területén kirajzolódó 1–5 dm³/d/m értékű (világoskék) foltok szembeütően egyezést mutatnak a „IX MS ciklus és a monori szint”, ill. a Duna 450-250 ezer év közötti bevágódásához kapcsolódó mederképződmények elterjedésével, míg a >5 dm³/d/m értékű (sötétkék) folt a Duna mai vonalát kísérő medersorozat elterjedésével egyezik meg.



54. ábra: A dolgozatban bemutatott izovastagsági térképek és a korábbi ősföldrajzi modellek



55. ábra: A dolgozatban bemutatott izovastagsági térképek és a hidrogeológiai térkép (Rónai 1983) kapcsolata

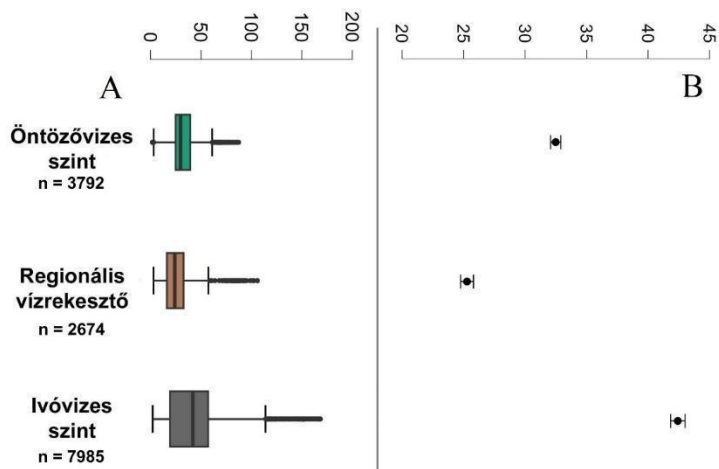
4.5. A rétegtani egységek és geofizikai adatrendszer modellezési perspektívái

A bemutatott karotázs korrelációk és az azokat megalapozó mélyfúrás geofizikai adatbázis fejlesztés célja a regionális és lokális vízföldtani modellezések elősegítése. Gyakorlati hasznát a térképezett modellrétegeket és a rendelkezésre álló geofizikai adatokat integráló vízföldtani modellek, vízgeokémiai adatok és a gyakorlati víztermelés tapasztalatai igazolhatják. Előljáróban teszteltük a rétegtani egységek, ill. az értékelések alapjául szolgáló geofizikai adatrendszer koherens jellegét, modellezési lehetőségeit.

Ennek érdekében meghatároztunk három regionálisan kirajzolódó hidrogeológiai egységet. A legfelső jellemzően a mezőgazdasági vízbeszerzés alapjául szolgál, melyet a fölfelé durvuló összlet középső és felső üledékciklusa képvisel és „Öntözővízes szint”-nek nevezhető. Ezt követi lefelé a fölfelé durvuló összlet alsó, legfinomabb szemű ciklusa, bázisán az MPT felülettel, amely a negyedidőszaki rétegsorba települt „Potenciális vízrekesztő”-nek tekinthető. A legalsó egység az MPT felület alatt települő alsó folyóvízi összlet, ahol nem választottuk el a monoton homokszortot az iszapos ártéri betelepülésekkel is rendelkező túlterjedő rétegtani szintektől (Monori szint), s mivel ez a rétegösszlet a régió felszín alatti vízbeszerzésének egyik fő támasza, itt most „Ivóvízes szint”-nek neveztük.

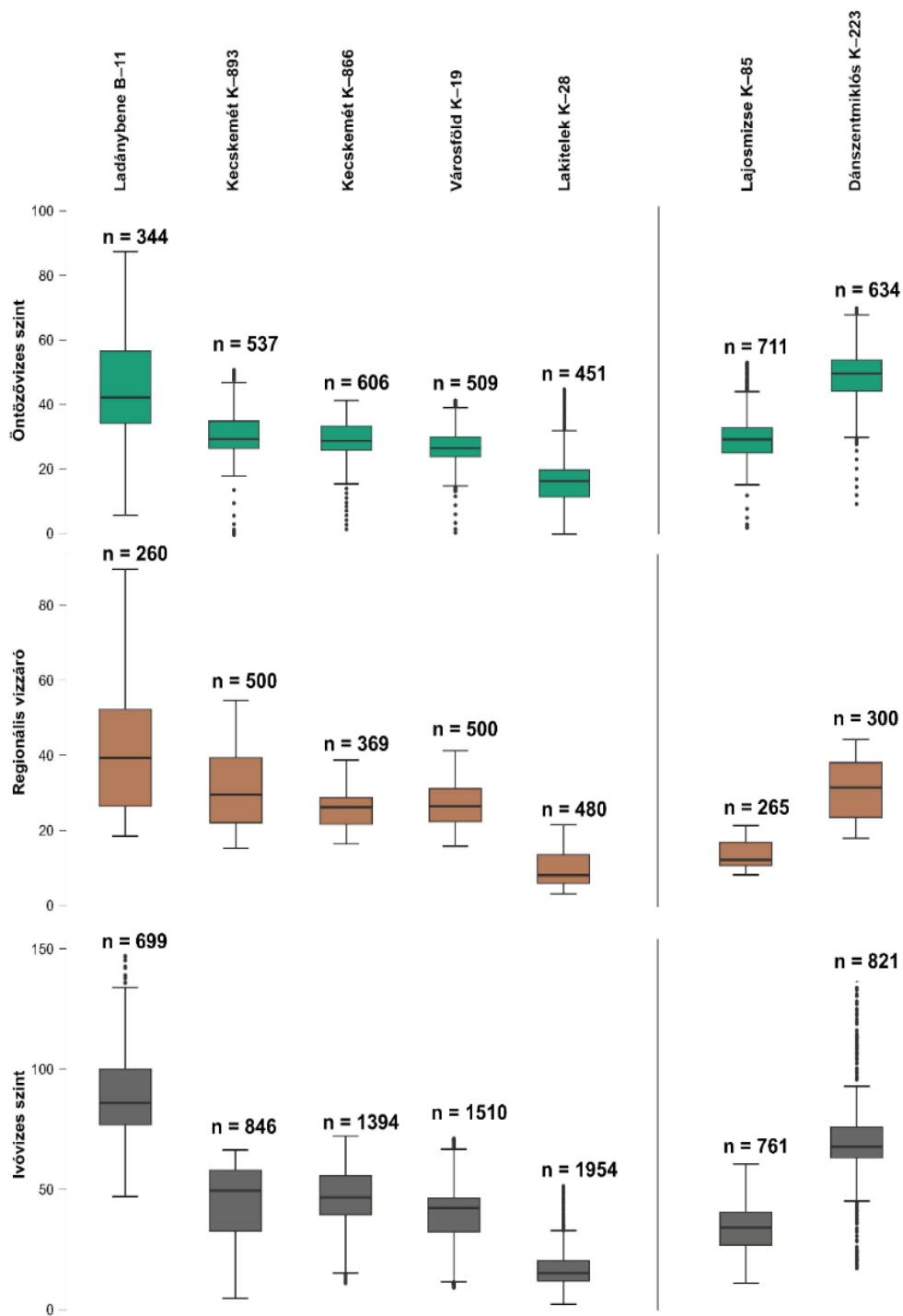
Az összehasonlítást hét reprezentatív vízkutató fúrás 40 cm-es szondahossz mellett mért elektromos ellenállás szelvénye alapján végeztük abból a megfontolásból, hogy ez a geofizikai paraméter minden fúrásban megtalálható és a legkevésbé igényel hitelesítést ill. matematikai transzformáción alapuló egységesítést. A fúrásokat K–Ny-i és É–D-i szelvények mentén választottuk.

Összességében elmondható, hogy az Ivóvízes szint elkülönítése a hét fúrás adatát összesítő statisztikai eloszlás alapján is egyértelmű (56. ábra). A „Potenciális vízrekesztő” az ivóvízes szinthez viszonyítva számottevő ellenállás kontrasztot képvisel, míg a hordalékkúp sorozat ciklusai fölfelé növekedő ellenállást mutatnak. Jóllehet az összletek litológiai heterogének, az átlagértékek és azok 95%-os megbízhatósága alapján a Potenciális vízrekesztő láthatóan elkülönül a fedőjében található Öntözővízes szint képződményeitől is.



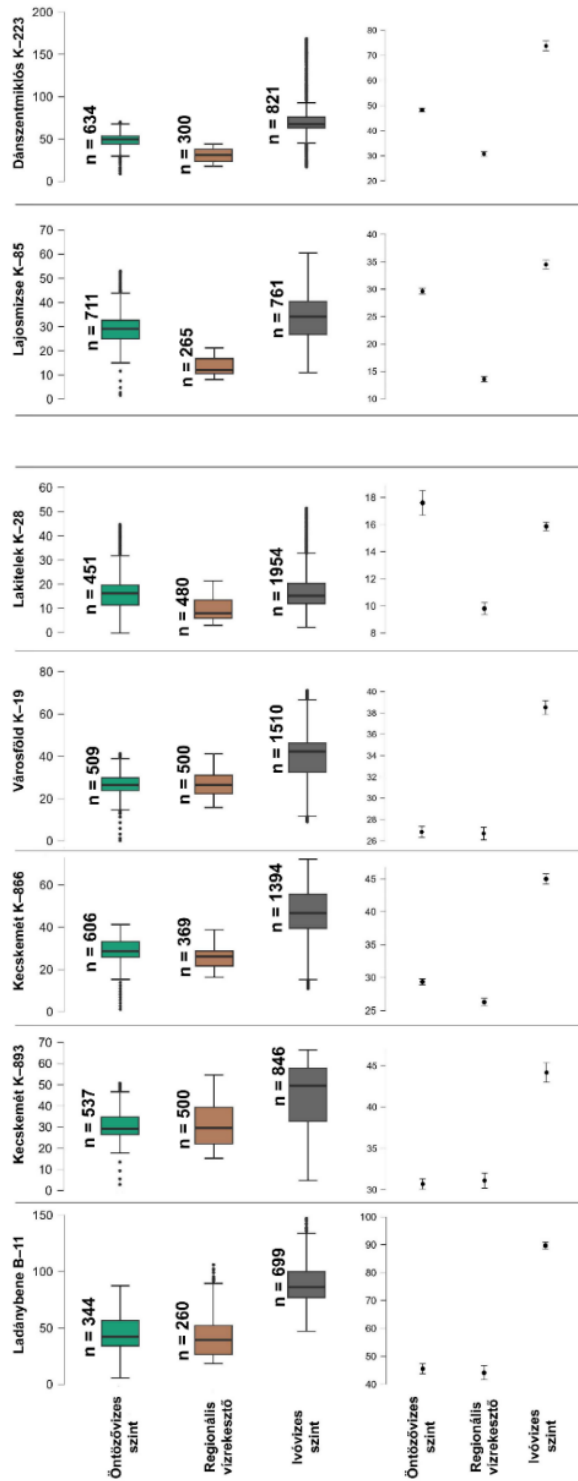
56. ábra: Az ellenállás $[\Omega m]$ statisztikai eloszlása (A= Boxplot; B= Interval plot)

Az egyes modellrétegek ellenállás értékeinek szelvény menti összehasonlítása (57. ábra) a folyóvízi összlet medencebelső irányában történő finomodására utal. Az ellenállás értékek trendszerű változása ugyanakkor azt is jelzi, hogy a rutinszerű mélyfúrás geofizikai módszerekkel mért értékek nem csak a rétegek közötti ellenállás kontrasztot képezik le megbízhatóan – ami a gyakorlati vízkutatás legfontosabb aspektusa –, hanem az egyes modellrétegek szedimentológiai jellemzőinek fokozatos oldalirányú megváltozását is jelzik, így alkalmasak lehetnek a rétegtani egységeket jellemző geofizikai paraméter térképek készítésére is.



57. ábra: Az ellenállás [Ω_m] statisztikai eloszlása fúrásoként

A fúrásoként és rétegenként történő bemutatás (58. ábra) pedig láthatóvá teszi, hogy akár a rétegek közötti kontraszt oldal irányú megváltozása is kifejezhető. Ezzel kimutathatóvá válik a rétegek közötti kommunikáció lehetséges mértékének oldalirányú változása, ami lehetővé teszi pl. a hidrogeológiai ablakok jellegének és területi elterjedésének kimutatását. Az ábrán szembejövő, hogy míg az Ivóvízes szint és a hordalékkúp sorozat legalsó ciklusa minden esetben élesen elkülönül, a fölfelé fokozatosan finomodó hordalékkúp sorozatban a legalsó ciklus egyes esetekben (pl. Ladánybene K-11, Kecskemét K-893, Városföld K-19) statisztikailag nem, vagy alig elválasztható a fölötte települő öntözővízes rétegektől.



58. ábra: Az ellenállás $[\Omega m]$ statisztikai eloszlása fűrásoként/rétegenként

5. Összefoglalás

Kellően nagy felbontású rétegtani tagolás és ezt megalapozó mélyfúrás geofizikai adatrendszer hiányában a Duna–Tisza-köze területére vonatkozó vízföldtani modellezések kényszerűen egyszerű földtani alapra épülnek. A doktori kutatás 593 mélyfúrás karotázs korrelációjára alapozva vizsgálta a térség negyedidőszaki képződményeinek üledékföldtani viszonyait. A rétegtani alapon definiált üledékföldtani egységek korának meghatározásához a terület magfúrásainak publikált mágneses szuszceptibilitás adatai szolgáltak alapul. Az alábbiakban azokat a megállapításokat foglalom össze röviden, melyek új elemként hozzájárulhatnak a negyedidőszaki Duna hordalékkúp megismeréséhez.

1. *A mágneses szuszceptibilitás adatok birtokában a Duna–Tisza-köze területén a Pliocén és Pleisztocén képződmények nagy pontossággal és megbízhatóan elkülöníthetők, mivel a prekvarter homokrétegekben hiányoznak a negyedidőszak kora-posztglaciális mágneses szuszceptibilitás maximumai.*

A szuszceptibilitás alapján történő Pleisztocén/Pliocén elkülönítés a legkülönbözőbb földtani szituációban környezetekben is megoldást kínál, homok/homok (pl. Jánoshalma alapfúrás), homok/agyag (pl. Mindszent alapfúrás) és agyag/homok (pl. Csongrád alapfúrás) települési környezetben egyaránt.

2. *A negyedidőszaki rétegsort kettéosztó korrelációs felület konvergens és divergens vízfolyás rendszerek által létrehozott üledékes összletet választ el. Kora a MIS 36-al (~1200 ezer év), kialakulása a pleisztocén közepi fokozatos lehűléssel (Mid Pleistocene Transition) hozható összefüggésbe (MPT felület), ami a Duna vízhozamának csökkenéséhez, a hordalékszállító képesség időszakos lecsökkenéséhez, s a vízfolyásrendszer divergenciává válásához vezetett.*

A felület rétegtani értelmezése összhangban van a területre vonatkozó legkorábbi megállapításokkal (Sümeghy 1950), állást foglal az ezt követő szakmai vitákat illetően és rendre megegyezik az Urbancsek J. (1977) által publikált karotázs korrelációs szelvények „középső pleisztocén” felületével. A kifejlődési környezet itt bemutatott paleoklimatológiai értelmezésére azonban csak a kialakulás korának pontos meghatározásával nyílt lehetőség.

3. *Az MPT felület alatti folyóvízi összlet ártéri betelepüléseket alig tartalmazó, 100 m-t megközelítő monoton mederüledék sorozata völgykitöltő helyzetben települ, medencebeli hordalékkúppal csak a Makói-árok irányában kapcsolódik. Kora MIS 104–72 közötti időintervallumra (~2,6–1,95 millió év) tehető. Az összlet 30 m vastag felső része a völgykitöltő összlet fölött túlterjedően települ. E típusterülete alapján Monori szintként elkülönített kifejlődés kora a MIS 68–60 közötti időintervallumra (~1,9–1,7 millió év) tehető.*

A medencebeli hordalékkúppal való kapcsolódás figyelhető meg a karotázis korrelációs szelvényeken a monoton homoksorozat „szétseprűződésében”, ill. a képződményt bemutató vastagságtérképen is. A túlterjedően települő réteg megfelel a korábbi szakirodalomban Pestlőrinci Tagozat-ként elkülönített, igaz ott Pliocénnek tekintett rétegsoportnak.

4. *A természetföldrajzi szakirodalomban elterjedt Duna-Tisza-közi hordalékkúp, mint „legyezőszerű hordalékkúp” az MPT felület fölött települ, s a teljes területen csak az utóbbi 1200 ezer évben létezett.*

A mágneses szuszceptibilitás és paleontológiai adatok együttes figyelembevételével az alapfúrások környezetében megoldható a viszonylag egyveretű rétegsor három részre történő tagolása. A legalsó, legfinomabb szemű összlet az MPT felülettől a FADVb-vel egybeeső MS csúcissorozatig (MIS 12) tart. A középső, szakasz átmeneti jellegű, s a hidegtűró fauna (*Neostyriaca corinoides*) megjelenéséig tart. A legfelső, egyben legdurvább szakasz a hidegtűró fauna jelenlétével jellemezhető.

A terület nagy részén ilyen adatok hiányában csak karotázis korrelációra volt lehetőség. Ezeken a területeken az azonosítás fontos ismérve a geokronológiailag értelmezett ciklusok egyenként fölfelé durvuló jellege. Ennek megfelelően a korrelációs felszínnek a fúrásszakaszok legfinomabb szemű betelepüléseinek bázisán kerültek kijelölésre. Ez egyben azt is jelenti, hogy az MPT felület közvetlen fedőjében jelentkező regionális vízrekesztő fölött két további, kisebb porozitás kontrasztot képviselő és bizonytalanabban azonosítható, ugyanakkor regionálisan kimutatható vízrekesztő térképezésére került sor. Ezek közül az alsó az öntözővízes rétegsor bázisához közeli potenciális vízrekesztő, jóllehet alatta még egy iszapos homokrétegre lehet számítani, míg a felső a felszínhez legközelebb eső első rétegtanilag is definiálható potenciális vízrekesztő, ugyanakkor fölötté is előfordulhatnak lokális vízrekesztő képződmények.

5. *A mai Duna-völgy sík geometriájához igazodó homokos-kavicsos medersorozat alatt/mellett található egy hasonló geometriájú, közel É–D-i lefutású, de a mai Duna-völgy síktól keletebbre elhelyezkedő idősebb völgy sík, melynek üledéksora völgykitöltő helyzetre utal. Korára a 200 ezer évet megközelítő publikált OSL adat (Sebe et al. 2019) utalhat.*

A völgy sík kialakulásának több szakaszban való bekövetkezésére összhangban van kavicskutatóból származó ipari megfigyelésekkel (Eke et al. 2017) és más a területre vonatkozó elképzelésekkel is (Sebe et al. 2019).

6. *A rutinszerű mélyfúrás geofizikai módszerekkel mért értékek nem csak a rétegek közötti porozitás kontrasztot képezik le megbízhatóan, hanem az egyes modellrétegek szedimentológiai jellemzőinek fokozatos oldalirányú megváltozását is jelzik, így alkalmasak lehetnek az ösföldrajzi változások pontosabb leképezésére, ill. a rétegtani egységeket jellemző geofizikai paraméter térképek készítésére is.*

6. Summary

In the absence of a sufficiently high-resolution stratigraphic classification and the supporting deep-well geophysical datasets, hydrogeological modeling for the Danube–Tisza Interfluvium has been forced to rely on simplified geological foundations. Based on the well-log correlation of 593 deep boreholes, this doctoral research investigated the sedimentological conditions of the region's Quaternary formations. To determine the age of the sedimentological units defined on a stratigraphic basis, published magnetic susceptibility data from core drillings in the area were utilized. The following section briefly summarizes the findings that, as new conclusions, may contribute to the understanding of the Quaternary Danube alluvial fan.

1. *Based on magnetic susceptibility data, Pliocene and Pleistocene formations in the Danube–Tisza Interfluvium can be distinguished with high precision and reliability. This is due to the fact that Pre-Quaternary sand layers lack the early post-glacial magnetic susceptibility maximum characteristic of the Quaternary period.*

The differentiation between the Pleistocene and Pliocene based on susceptibility offers a solution across a wide range of geological settings and environments, including sand-on-sand (e.g., Jánoshalma key borehole), sand-on-clay (e.g., Mindszent key borehole), and clay-on-sand (e.g., Csongrád key borehole) sequences.

2. *The correlation surface dividing the Quaternary sequence separates sedimentary complexes created by convergent and divergent fluvial systems. Its age corresponds to MIS 36 (~1,200 ka), and its formation is associated with the gradual cooling of the Mid-Pleistocene Transition (MPT surface). This transition led to a decrease in the Danube's discharge and periodic reductions in sediment transport capacity, ultimately causing the fluvial system to become divergent.*

The stratigraphic interpretation of this surface is consistent with the earliest findings regarding the area (Sümegehy, 1950), takes a definitive stance on the subsequent professional debates, and consistently aligns with the "Middle Pleistocene" surface identified in the well-log correlation sections published by J. Urbancsek (1977). However, the paleoclimatological interpretation of the depositional environment presented here was only made possible through the precise determination of the age of formation.

3. *The fluvial complex beneath the MPT surface consists of a monotonous*

sequence of nearly 100 m thick channel sediments, containing almost no floodplain intercalations. It occurs in a valley-fill position and connects to a basinal alluvial fan only in the direction of the Makó Trough. Its age is estimated to the MIS 104–72 time interval (~2.6–1.95 Ma). The 30 m thick upper part of the complex is deposited extensively, overstepping the valley-fill unit. The age of this facies, distinguished as the "Monor Level" based on its type area, is estimated to the MIS 68–60 time interval (~1.9–1.7 Ma). The connection with the basinal alluvial fan is observable on the well-log correlation sections through the "fanning out" of the monotonous sand sequence, as well as on the isopach map representing the formation. The overstepping layer corresponds to the unit distinguished in earlier literature as the "Pestlőrinc Member," although it was considered Pliocene at that time.

4. *The Danube–Tisza Interfluve alluvial fan, widely referred to in physical geographical literature as a "fan-shaped alluvial fan," is deposited above the MPT surface and has existed across the entire area only for the last 1,200 ka.*

By considering both magnetic susceptibility and paleontological data in the vicinity of the key boreholes, the relatively uniform sequence can be subdivided into three parts. The lowermost, finest-grained complex extends from the MPT surface to the MS peak series coinciding with FADVb (MIS 12). The middle section is transitional in nature and continues until the appearance of cold-tolerant fauna (*Neostyriaca corinoides*). The uppermost and coarsest section is characterized by the presence of this cold-tolerant fauna.

In the absence of such data over most of the area, only well-log correlation was possible. In these regions, a key criterion for identification is the individual coarsening-upward character of the geochronologically interpreted cycles. Accordingly, the correlation surfaces were defined at the base of the finest-grained intercalations within the borehole sections. This also implies that above the regional aquitard appearing directly atop the MPT surface, two additional, regionally detectable aquitards were mapped; these represent smaller porosity contrasts and are more uncertain to identify. Of these, the lower one is a potential aquitard near the base of the "irrigation-water sequence" (though a silty sand layer can still be expected beneath it), while the upper one is the first stratigraphically definable

potential aquitard closest to the surface, although local confining formations may still occur above it.

5. *Beneath and adjacent to the sandy-gravelly channel sequence aligned with the geometry of the modern Danube Valley Plain, there is an older valley plain of similar geometry. This older feature has a nearly N–S orientation but is situated further east than the modern Danube Valley Plain, and its sedimentary sequence indicates a valley-fill setting. Its age may be inferred from published OSL data (Sebe et al., 2019) approaching 200 ka.*

The multi-stage formation of this valley plain is consistent both with industrial observations from gravel exploration (Eke et al., 2017) and with other conceptual models pertaining to the area (Sebe et al., 2019).

6. *Values measured by routine deep-well geophysical methods not only reliably represent the porosity contrast between layers but also indicate the gradual lateral changes in the sedimentological characteristics of individual model layers. Consequently, these methods may be suitable for a more accurate mapping of paleogeographical changes and for creating geophysical parameter maps that characterize the stratigraphic units.*

7. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani az SZTFH és elődintézményeiben dolgozó kollégáimnak, hogy pártoló hozzáállásukkal és önzetlen segítségükkel lehetővé tették a doktori munkám elvégzését.

A *Földtani Főosztály* kollégáinak, különösen Falus György és Gyuricza György főosztály- ill. osztályvezetőknek, hogy a kutatáshoz szükséges időkereteket biztosították, valamint a *Vízföldtani Osztály* munkatársainak, különösen Szócs Teodórának és Gál Nóra projekt vezetőnek, hogy a projektfeladatok és az éves munkatervek összeállításánál tekintettel voltak egyéni kutatási céljaimra.

Az *Adattári Főosztály* kollégáinak különösen Zsadányi Éva és Sente Erika, azóta nyugdíjba vonult kolléganőknek, ill. a *Vízföldtani Adattár* dolgozóinak, Kozocsi Lajosnak és Fehér Juditnak hogy a vízföldtani naplót „számolatlanul” (valójában nagyon is szigorúan egyenként számon tartva) bocsátották rendelkezésünkre.

A *Paleomágneses Laboratórium* dolgozóinak, Márton Emő professzornőnek és Imre Gábor kollégának, hogy a laboratórium falai között ideális szakmai és emberi feltételeket biztosítottak a több ezer szuszceptibilitás mérés elvégzéséhez.

Az *Ásványi Nyersanyagkutatási és Geofizikai Főosztály* dolgozóinak, különös tekintettel Bauer Mártonnak, hogy a szeizmikus szelvények kiválógatásában és ábrázolásában ill. Markos Gábornak, hogy a modellező szoftver elsajátításában segítségemre voltak.

Szeretnék továbbá köszönetet mondani a családomnak a türelmükért, megértésükért, a rengeteg támogatásért és biztatásért, mely nélkül ez a dolgozat nem készült volna el.

Édesapám emlékére

7. Irodalomjegyzék

- Alföldi L., Kapolyi L. 2011: Szükséges-e a Tisza térség vízhiányának a pótlására és/vagy a hajózó útvonal lerövidítésére Duna-Tisza csatornát építeni? Ha igen, miért nem, és ha nem, miért igen? *Hidrológiai Közlöny*, 91, 1–28.
- Anderson, M.P. 1989. Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 501–511.
- Anderton, R. 1985. Clastic facies models and facies analysis. *Geological Society, London, Special Publication* 18, 31–47.
- Beck, A. E. (1981). *Physical principles of exploration methods: An introductory text for geology and geophysics students*. Halsted Press.
- Borsy, Z. (1989). Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő*, 38(3–4), 211–224.
- Borsy, Z. 1992: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. In Rachocki, A. H. & Church, M. (eds.): *Alluvial Fans: A Field Approach*, 229–246. John Wiley & Sons, New York.
- Borsy Z., Félszerfalvi J., Lóki J. 1982: A Jánoshalmi MÁFI alapfúrás homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. *Acta Geographica Debrecina* 20, 35–50.
- Borsy, Z., Félszerfalvi, J., Lóki, J. & Franyó, F. 1987: Electron Microscopic Investigations of Sand Material in the Core Drillings in the Great Hungarian Plain. *GeoJournal* 15.2, 185–195.
- Bridge, J.S. 2003: *Rivers and floodplains*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Cholnoky J. 1910: Az Alföld felszíne. *Földr. Köz.* 38. 413–436.
- Collier, H.A., 1993, The SP Log, in *Borehole Geophysical Techniques for Determining Water Quality and Reservoir Parameters of Fresh and Saline Water Aquifers in Texas: Austin, Texas*, Texas Water Development Board, v. 1, p. 266-288.
- Cooke, H. B. S., Hall, J. M. & Rónai, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* 22, 89–109.
- Csato, I., Toth, S., Catuneau, O. & Granjeon, D. 2015: A sequence stratigraphic model for the Upper Miocene–Pliocene basin fill of the Pannonian Basin, eastern Hungary. *Marine and Petroleum Geology* 66, 117–134.
- Dearing, J. (1999). *Environmental magnetism: A practical guide*. University of Liverpool.
<https://www.eoas.ubc.ca/academics/courses/eosc450/ewExternalFiles/Magnet>

icSusceptibility_Rocks.pdf

- Ding, Z. L., Derbyshire, E., Yang, S. L., Sun, J. M. & Liu, T. S. 2005: Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implication for monsoon evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 45–55.
- Dövényi, Z. (Szerk.). (2010). Magyarország kistájainak katasztere (2. átdolg., bőv. kiad.). MTA Földrajztudományi Kutatóintézet.
- Eke Z., Bán Z., Agócs I. 2017: Délegyháza XIX, Kiskunlacháza XIX, Kiskunlacháza XX, Kiskunlacháza XXI hidrogeológiai vizsgálata. Kézirat, Bazaltech Kft. Adattára, 33 p.
- Elek Izabella 1979: A kunadacsi, kerekegyházi és kecskeméti kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata. *MÁFI Évi Jel. 1977-ről.*, 113–120.
- Elek István 2006: Bevezetés a geoinformatikába. – ELTE Eötvös Kiadó; Budapest; p 365.
- Erdélyi, M. 1955: A Dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. *Hidrológiai Közöny* 35, 159–169.
- Erdélyi, M. 1960: Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt és Izsák környékén. *Földrajzi Értesítő* 9, 257–276.
- Erdélyi, M. 1967: Észak-Bácska vízföldtana. *Hidrológiai Tájékoztató* 1967, 82–91.
- Erdélyi M. 1967: A Duna–Tisza közének vízföldtana. *Hidrológiai Közöny*, 47, 331–340
- Fiebig, M., & Preusser, F. (2008). Pleistocene glaciations of the northern Alpine Foreland. *Geographica Helvetica*, 63(3), 145–150. <https://doi.org/10.5194/gh-63-145-2008>
- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds.): *The Mediterranean Basins: tertiary Extension within the Alpine Orogen*, 295–334. Geological Society, London, Special Publications 156.
- Fogarassy-Pummer T., Markos G., Vári Z., Mekker J., Szabó Zs., Bauer M., Gál N. E., Kun É., Jordánné Szűcs A., Szócs T., Fancsik T., & Püspöki Z. 2024: A Duna–Tisza-köze negyedidőszaki képződményei mágnesez susceptibilitás és karotázis korrelációs vizsgálatok alapján. *Hidrológiai Közöny*, 104(4), 43–62.
- Franyó F. 1980: Újabb felszínfejlődéstörténet és vízföldtani eredmények a Duna–Tisza közti kutatófúrások alapján. *Földrajzi Értesítő* 29. 409–442.
- Franyó, F. 1986: A Jánoshalma Jh. 1. sz alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. *Máfi Évi Jel. az 1986 évről.* 327–356.
- Franyó F. 1992: Magyarország kvarter talpmélység térképe. SZTFH adattár
- Gábris, G. 1994: Pleistocene Evolution of the Danube in the Carpathian Basin. *Terra Nova*, 6, 495–501.

- Gábris, G. & Nádor, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758–2782.
- Gedeonné Rajezky M. 1971: A mindszenti és csongrádi kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata különös tekintettel az anyagszállítás egykori irányaira. *MÁFI Évi Jel.* 1971-ről, 169–184.
- Gibbard, P.L. & Lewin, J. 2009: River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. *Tectonophysics* 474, 41–55.
- Grant, F. S., & West, G. F. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics.* McGraw-Hill.
- Güll V. 1909: Agrogeológiai jegyzetek Nagykőrös, Lajosmizse és Tatárszentgyörgy közötti területről. *Évi Jel.* 1907-ről 185–191.
- Gyirán I. 2009: A Duna-Tisza Közi Homokhátság vízgazdálkodásának fenntartható fejlesztése. A Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Országos Vándorgyűlése, 2. Szekció, Baja, Hungary, 1–3 July 2009.
- Gyula G., Németh G. 2005: Szoftverfejlesztés a vízáadó kéződmények adatbázis építéséhez és lekérdezéséhez - in Püspöki Z. – Lazányi J. (szerk.) A fenntartható vízgazdálkodás eszköztárának bővítése – az adatgyűjtés és adatfeldolgozás perspektívái és optimális eljárásrendje (ISBN 963-472-654-20) pp. 9-36.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. & Koroknai, B. 2014: Geology to the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes of the “Pre-Cenozoic geological map of Hungary” (1: 500000). 73 pp. Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- Hajnal, Z., Reilkoff, B., Posgay, K., Hegedüs, E., Takács, E., Asudeh, I., Mueller, St., Ansorge, J. & De Iaco, P. 1996: Crustal scale extension in the Central Pannonian basin. *Tectonophysics* 264, 191–204.
- Hum, L. & Sümegei, P. 2000: Cyclic climatic records in loess-palaeosol sequences in southeastern Transdanubia (Hungary) on the basis of sedimentological, geochemical and malacological examination. *Geolines* 11, 99–101.
- Jámbor, Á. 2012: Quaternary evolution. In Haas, J. (ed.): *Geology of Hungary*, 201–213. Springer, Heidelberg.
- Jaskó S., Kordos L. 1989: A Budapest–Adony–Örkény közötti terület kavics formációja. *MÁFI Évi Jel.* 1988. 153–166.
- Jaskó S., Krolopp E. 1991: Negyedidőszaki kéregmozgások és folyóvízi üledékfelhalmozódás a Duna-völgyben Paks és Mohács között. *MÁFI Évi Jel.* 1989. 65–82.
- Juhász Gy., Pogácsás Gy., & Magyar I. (2007). Óriás kanyon-rendszer szeli át a pannóniai üledékeket? *Földtani Közlöny*, 137(3), 307-326.

- Kiss, T., Hernesz, P., Sümeghy, B., Györgyövcics, K., Sipos, Gy. 2015: The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system – Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. *Quaternary International*, 388, 142-155.
- Kovács, A.D., Hók, E., Farkas, J.Z. 2017: Homokhátság—A Special Rural Area Affected by Aridification in the Carpathian Basin, Hungary. *Eur. Countrys.*, 9, 29–50.
- Kreybig L. 1937: A Magyar Kir. Földtani Intézet talajfelvételi, vizsgálati és térképezési módszere. *MÁFI Évk.* 31. 145–216.
- Krolopp, E. 1971a: Mindszent K–88 fúrás anyagának malakológiai vizsgálata (37+301+15 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 46 pp
- Krolopp, E. 1971b: A csongrádi mélyfúrás anyagának malakológiai vizsgálata (142+58 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 34 pp
- Krolopp, E. 1973: Kecskeméti fúrás mintáinak malakológiai vizsgálata (7 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 2 pp
- Krolopp, E. 1974: Kunadacsi fúrás pleisztocén mintáinak malakológiai vizsgálata (10 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 5 pp
- Krolopp, E. 1975a: A nyárlőrinci fúrás mintáinak malakológiai vizsgálata (111 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 19 pp
- Krolopp, E. 1975b: A kerekegyházi mélyfúrás kvarter mintáinak malakológiai vizsgálata (24 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 4 pp
- Krolopp, E. 1980: A jánoshalmi mélyfúrás mintáinak malakológiai vizsgálata (2+4 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 3 pp
- Krolopp, E. 1994: A Neostyriaca génusz a magyarországi pleisztocén képződményekben. *Malakológiai Tájékoztató* 13, 5–8.
- Krolopp, E. 1995: Biostratigraphic division of Pleistocene formations in Hungary, according to their mollusc fauna. In Füköh, L. (ed.): *Quaternary Malacostratigraphy in Hungary*, 17–78. *Malacological Newsletter*, Supplement 1.
- Krolopp, E. 2002: Taxonomic, faunistic, stratigraphic and paleoecological evaluation of the Hungarian Pleistocene mollusc fauna. *Malacological Newsletter* 31, 4–57.
- Krolopp, E. 2003: Taxonomic, faunistic, stratigraphic and paleoecological evaluation of the Hungarian Pleistocene Mollusc fauna. (In Hungarian with English summary) (Doctoral thesis), MTA, Budapest
- Krolopp E. 2004: Tiszainoka-1 sz. fúrás mintáinak malakológiai vizsgálata (269 minta). Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 8 pp
- Krolopp, E. 2005: A bátaapáti minták malakológiai vizsgálata. Kézirat, Magyar Földtani és Geofizikai Adattár 26 pp
- Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. 2005: A Plio-Pleistocene stack of 57 globally

- distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 20, PA1003, <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Mádl-Szőnyi, J., Tóth, J. 2009: A Hydrogeological Type Section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. *Hydrogeol. J.*, 17, 961–980.
- Major P., Neppel F. 1988: A Duna-Tisza Közi Talajvízszint-Süllyedések. *Vízügyi Közlemények*, 70, 605–623.
- Magyar, I., Radivojevic, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K. & Pocsik, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. *Global and Planetary Change* 103, 168–173.
- Maliva, R.G. 2016. Facies characterization techniques. – *Slumberger methods in Water Resources Evaluation Series No. 4*. Springer, 632.
- Miháltz I. 1953: A Duna–Tisza köze D-i részének földtani felvétele. *MÁFI Évi Jel.* 1950. 113–138.
- Milankovitch, M. 1941: Kanon der Erdbestahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. 633 pp. Royal Serbian Academy, Belgrade.
- Molnár B. 1977: A Duna–Tisza köz felsőpleiocén (levantei) és pleisztocén földtani fejlődéstörténete. *Földtani Közlöny* 107. 1–16.
- Nádor, A., Lantos, M., Tóth-Makk, Á., Thamó-Bozsó, E., 2003. Milankovich-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2157-2175.
- Nagy I., Tombác E., László T., Magyar E., Mészáros S., Puskás E., Scheer M. 2016: Vízvisszatartási mintaprojektek a homokhátságon: „nyugati és keleti” mintaterületek. *Hidrológiai Közlöny*, 96, 42–60.
- NASA Earth Observatory. (2000, March 24). Milutin Milankovitch (1879-1958). <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Milankovitch>
- NDT Resource Center. (n.d.). Magnetic materials. NDE Education Resources. <https://www.nde-ed.org/Physics/Magnetism/MagneticMatls.xhtml>
- Nelson, E., Püspöki, Z., White, D., Pogácsás, Gy, McIntosh, R.W., Szappanos, B., Wheeler, L., Fancsik, T., Penkman, K. 2024: A Quaternary aminostratigraphy for the Pannonian Basin: The competing influences of time, burial depth and temperature in deep-core material. *Quaternary Science Reviews*, 346, doi: 10.1016/j.quascirev.2024.109044
- Nemere P. 1994: Javaslat a Duna-Tisza Közi Hátság mélységi vízkészletének pótlására. *Vízügyi Közlemények*, 76, 339–342.
- Orlóci I. 2003: A Tiszát a Dunával Összekötő Csatorna: A Duna-Tisza Csatorna. *Hidrológiai Közlöny*, 83, 243–250.
- Pálfai I. 1993: Talajvízszint-Süllyedés a Duna-Tisza Közén. *Vízügyi Közlemények*, 75, 431–434.
- Pálfai I. 2010: A Duna-Tisza Közi Hátság Vízháztartási Sajátosságai. *Hidrológiai*

Közlöny, 90, 40–44.

- Pearson, P. N. (2012). Oxygen isotopes in foraminifera: Overview and historical review. *Paleontological Society Papers*, 18, 1–38. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002539>
- Posgay, K., Takács, E., Szalay, I., Bodoky, T., Hegedűs, E., Kántor, I., Timár, Z., Varga, G., Berczi, I., Szalay, A., Nagy, Z., Papa, A., Hajnal, Z., Reilkoff, B., Mueller, S., Ansorge, J., De Iaco, R. & Asudeh, I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian geotraverse. *Geophysical Transactions* 40/1-2, 1–44.
- Püspöki, Z., Kovács, I. J., Fancsik, T., Nádor, A., Thamó-Bozsó, E., Tóth-Makk, Á., Udvardi, B., Konya, P., Fűri, J., Bendő, Zs., Zilahi-Sebess, L., Stercel, F., Gulyás, Á. & McIntosh, R. W. 2016: Magnetic susceptibility as a possible correlation tool in Quaternary alluvial stratigraphy. *Boreas* 45, 861–875.
- Püspöki, Z., Fogarassy-Pummer, T., Thamó-Bozsó, E., Berényi, B., Cserkész-Nagy, Á., Szappanos, B., Márton, E., Lantos, Z., Nádor, A., Fancsik, T., Stercel, F., Tóth-Makk, Á., Szócs, T., McIntosh, R., Faragó, E. (2020): High-resolution stratigraphy of a Quaternary fluvial deposit based on magnetic susceptibility variations (Jászság Basin, Hungary). *Boreas*. 49 (1), 181–199
- Püspöki, Z., Fogarassy-Pummer, T., Thamó-Bozsó, E., Falus, Gy., Cserkész-Nagy, Á., Szappanos, B., Márton, E., Lantos, Z., Szilárd, Sz., Stercel, F., Tóth-Makk, Á., McIntosh, R. W., Szócs, T., Pálóczy, P. & Fancsik, T. 2021a: High-resolution stratigraphy of Quaternary fluvial deposits in the Makó Trough and the Danube-Tisza Interfluve based on magnetic susceptibility data (Pannonian Basin, Hungary). *Boreas* 50, doi.org/10.1111/bor.12471.
- Püspöki, Z.; Gibbard, P.L.; Nádor, A.; Thamó-Bozsó, E.; Sümegi, P.; Fogarassy-Pummer, T.; McIntosh, R.W.; Lantos, M.; Tóth-Makk, Á.; Stercel, F.; Krassay, Z.; Kovács, P.; Szócs, T.; Fancsik, T. 2021b: Fluvial magnetic susceptibility as a proxy for long-term variations of mountain permafrost development in the Alp-Carpathian region. *Boreas* <https://doi.org/10.1111/bor.12520>. ISSN 0300-9483.
- Püspöki, Z., Markos, G., Fancsik, T., Bereczki, L., Kiss, L.F., Thamó-Bozsó, E., Krassay, Z., Kovács, P., McIntosh, R.W., Vári, Z., Stercel, F., Lantos, Z., Maignot, V., Sári, K., Rásonyi, M. & Gibbard, P.L.: Aquasi-continuous long-term (5 Ma) Mid-European mountain permafrost record based on fluvial magnetic susceptibility and its contribution to the explanation of Plio–Pleistocene glaciations. *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/bor.12678>.
- Prinz Gy. 1914: Magyarország földrajza. A magyar föld és életjelenségeinek oknyomozó leírása. Budapest.
- Rakonczai J. 2011: Effects and Consequences of Global Climate Change in the Carpathian Basin. Szeged. In book: *Climate Change - Geophysical Foundations*

- and Ecological Effects, p. 297-322.
- Rakonczai J.; Fehér Z.Zs. A klímaváltozás szerepe az Alföld talajvízkészleteinek időbeli változásaiban. *Hidrol. Közlöny* 2015, 95, 1–15.
- Rónai A. 1961: Az Alföld talajvíztérképe. Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 102 p.
- Rónai A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica Series Geologica Tomus 21.* p. 455.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Csillag, G., Fodor, L., Braucher, R., Novothny, Á., Thamó-Bozsó, E., Virág, A., Pazonyi, P., Timár, G. & ASTERTeam 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). *Quaternary Geochronology* 48, 148–170.
- Schmidt E.R. 1962: Magyarország vízföldtani atlasza. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, 146 p.
- Shackleton, N. 1967: Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature* 215, 15–17.
- Sebe, K., Csillag, G., Pazonyi, P. & Ruszkiczay-Rüdiger Zs. 2019: Quaternary evolution of the river Danube in the central Pannonian Basin and its possible role as an ecological barrier to the dispersal of ground squirrels. *Historical Biology*, doi.org/10.1080/08912963.2019.1666838
- Sümeghi J. 1950: A Duna–Tisza-közének földtani vázlatja. *MÁFI Évi Jel.* 1950. 233–262.
- Sümeghi, P. 2007: Magyarország negyedidőszak végi környezettörténete. Akadémiai Doktori Értekezés, magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 428 pp.
- Sümeghi, P. & Krolopp, E. 2006: A basaharci téglagyári löszfeltárás Mollusca-faunája. *Malakológiai Tájékoztató* 24, 15–30.
- Sümeghi, P., Gulyás, S., Persaits, G., Páll, D. G. & Molnár, D. 2011: The loess-paleosol sequence of Basaharc (Hungary) revisited: mollusc-based paleoecological results for the Middle and Upper Pleistocene. *Quaternary International* 240, 181–192.
- Sümeghi, P., Gulyás, S., Molnár, D., Sümeghi, B.P., Almond, P.C., Vandenberghe, J., Zhou, L., Pál-Molnár, E., Töröcsik, T., Hao, Q., Smalley, I., Molnár, M., Marsi, I. 2018: New chronology of the best developed loess/paleosol sequence of Hungary capturing the past 1.1 ma: Implications for correlation and proposed pan-Eurasian stratigraphic schemes. *Quaternary Science Reviews* 191, 144-166.
- Stefanovits P., Szücs L. 1961: Magyarország genetikus talajtérképe. 1:200 000. Budapest.
- Stefanovits, P. (1999). *Talajtan (Átdolgozott és bővített kiadás)*. Mezőgazda Kiadó.
- Szabó, Zs.; Szijártó, M.; Tóth, Á.; Mádl-Szőnyi, J. 2023: The Significance of

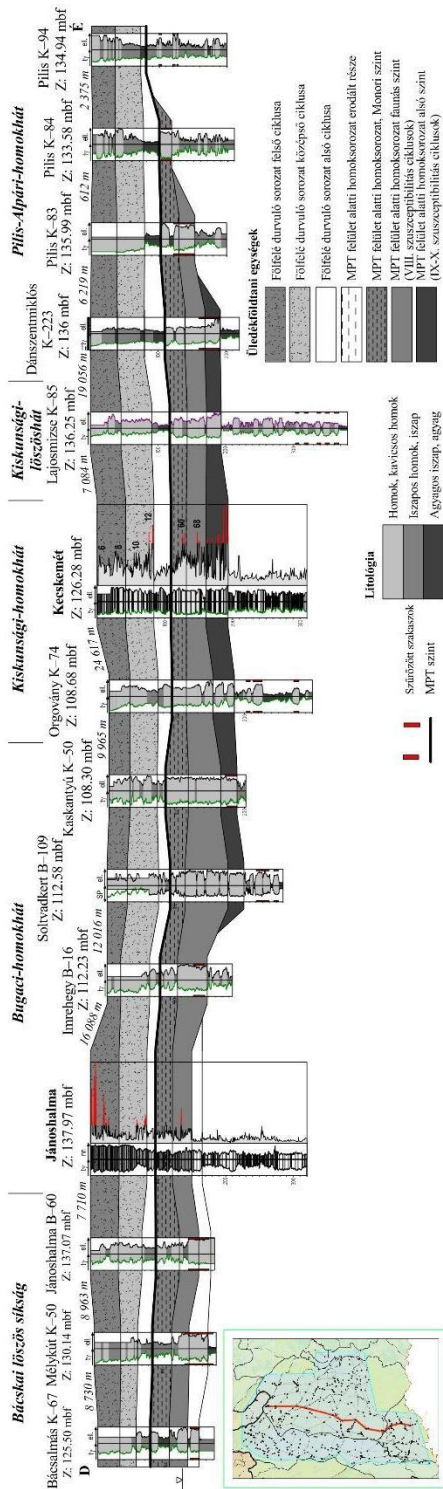
- Groundwater Table Inclination for Nature-Based Replenishment of Groundwater-Dependent Ecosystems by Managed Aquifer Recharge. *Water*, 15, 1077. <https://doi.org/10.3390/w15061077>
- Szanyi J., Abdulhaq H. A., Hegyi R., Gál T., Szabó É., Lossos L., Tóth E. (2026 in press) Assessment of changes in groundwater resources due to climate change for the purpose of sustainable water management in Hungary. *Water*. <https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>
- Széles M. 1977: A Kecskemét Ke–3. sz. mélyfúrás pannóniai korú faunája. *MÁFI Évi Jel.* 1975. 163–186.
- Szilágyi, J.; Vörösmarty, C.J. 1997: Modelling Unconfined Aquifer Level Reductions in the Area between the Danube and Tisza Rivers in Hungary. *J. Hydrol. Hydromech.*, 45, 328–347.
- Szöllősi-Nagy A. 2025: Esszé a 21. századi hidrológiáról: eredmények, kihívások, lehetőségek. *Hidrológiai Közlöny*. 105. évf. 4. szám. DOI: 10.59258/hk.20915
- Sztano, O., Szafián, P., Magyar, I., Horányi, A., Bada, G., Hughes, D. W., Hoyer, D. L. & Wallis, R. J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Mako Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. *Global and Planetary Change* 103, 149–167.
- Tanács, J., Rálich-Felgenhauer E. 1990: Magyarország kainozóos képződményeinek alulnézeti térképe 1:500 000 MÁFI Kiadv.
- Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 208, 203–219.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P. & Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In Durand B., Jolivet L., Horváth F., Séranne M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, 215–250. Geological Society, London, Special Publications 156.
- Thamó-Bozsó, E. & Ó.Kovács, L. 2007: Evolution of Quaternary to modern fluvial network in the Mid-Hungarian Plain, indicated by heavy mineral distributions and statistical analysis of heavy mineral data. *Developments in Sedimentology* 58, 491–514.
- Tóth, O., Sipos, Gy., Kiss, T. & Bartyik, T. 2017: Dating the Holocene incision of the Danube in Southern Hungary. *Journal of Environmental Geography* 10, 53–59.
- Treitz P. 1924: *Magyarázó az országos átnézetes klímazonális talajtérképhez*. Budapest p. 67 + 2 tábl.
- U.S. Environmental Protection Agency. (n.d.). Borehole resistivity. *Environmental Geophysics*. <https://www.epa.gov/environmental-geophysics/borehole->

resistivity

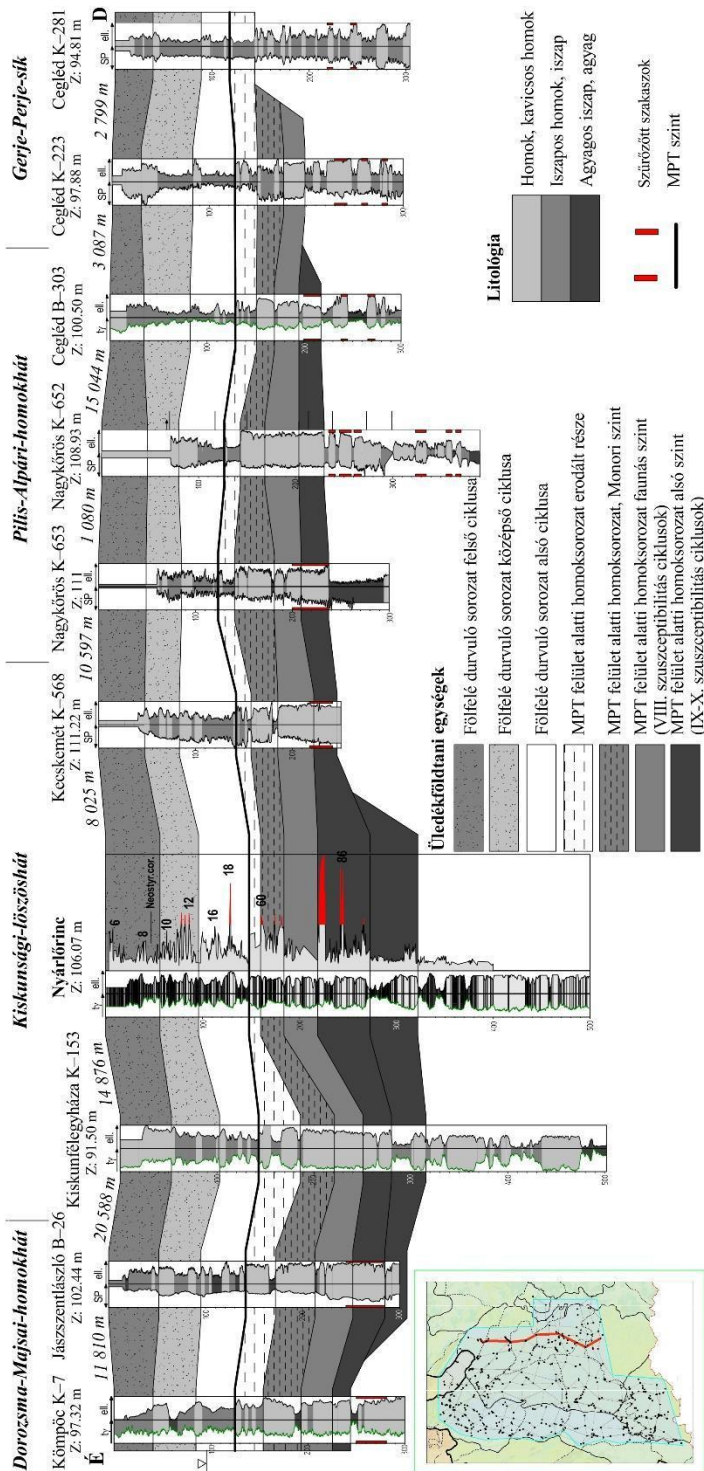
- U.S. Environmental Protection Agency. (n.d.). Borehole self-potential. Environmental Geophysics. <https://www.epa.gov/environmental-geophysics/borehole-self-potential>
- U.S. Environmental Protection Agency. (n.d.). Magnetic susceptibility borehole logging. Environmental Geophysics. <https://www.epa.gov/environmental-geophysics/magnetic-susceptibility-borehole-logging>
- U.S. Environmental Protection Agency. (n.d.). Natural gamma and spectral gamma borehole logging. Environmental Geophysics. <https://www.epa.gov/environmental-geophysics/natural-gamma-and-spectral-gamma-borehole-logging>
- University of British Columbia. (n.d.). Magnetic susceptibility. Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences. <https://www.eoas.ubc.ca/courses/eosc350/content/foundations/properties/mag-suscept.htm>
- Urbancsek, J. 1960: Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és ösföldrajzi következtetések. Hidrológiai Közlöny 40, 398–403
- Urbancsek J. 1963: A földtani felépítés és a rétegyomás közötti összefüggés az Alföldön. Hidrológiai Közlöny 43, 205-218.
- Urbancsek J. 1977: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere VII. Országos Vízügyi Hivatal Vízgazdálkodási Intézet Budapest, p. 546.
- VanWagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., & Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Methods in Exploration Series 7*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Ventra, D. & Clarke, L. E. (2018). Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: current progress and research perspectives. In Ventra D. & Clarke L. E. (eds.): *Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives*. 1–21. Geological Society, London, Special Publications 440.
- Walker, R.G. 2006 Facies models revisited. In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (Eds.), *Facies models revisited*. Special Publication No.84 (pp.1–17): Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols G.J., Scuderi L.A., Olson M., Buehler H., and Banteah R. 2010: Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38. 39–42.
- Willis, B.J., Tang, H. 2011: Three-Dimensional Connectivity of Pint-Bar Deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 80. 440–454.
- Willis B.J., Sech, R., Sun, T., Pyrcz, M. Connell, S. 2015: Fluvial Channel Belt Reservoirs. AAPG 2015 Annual Convention and Exhibition, Denver,

Colorado, May31–June 3 2015.

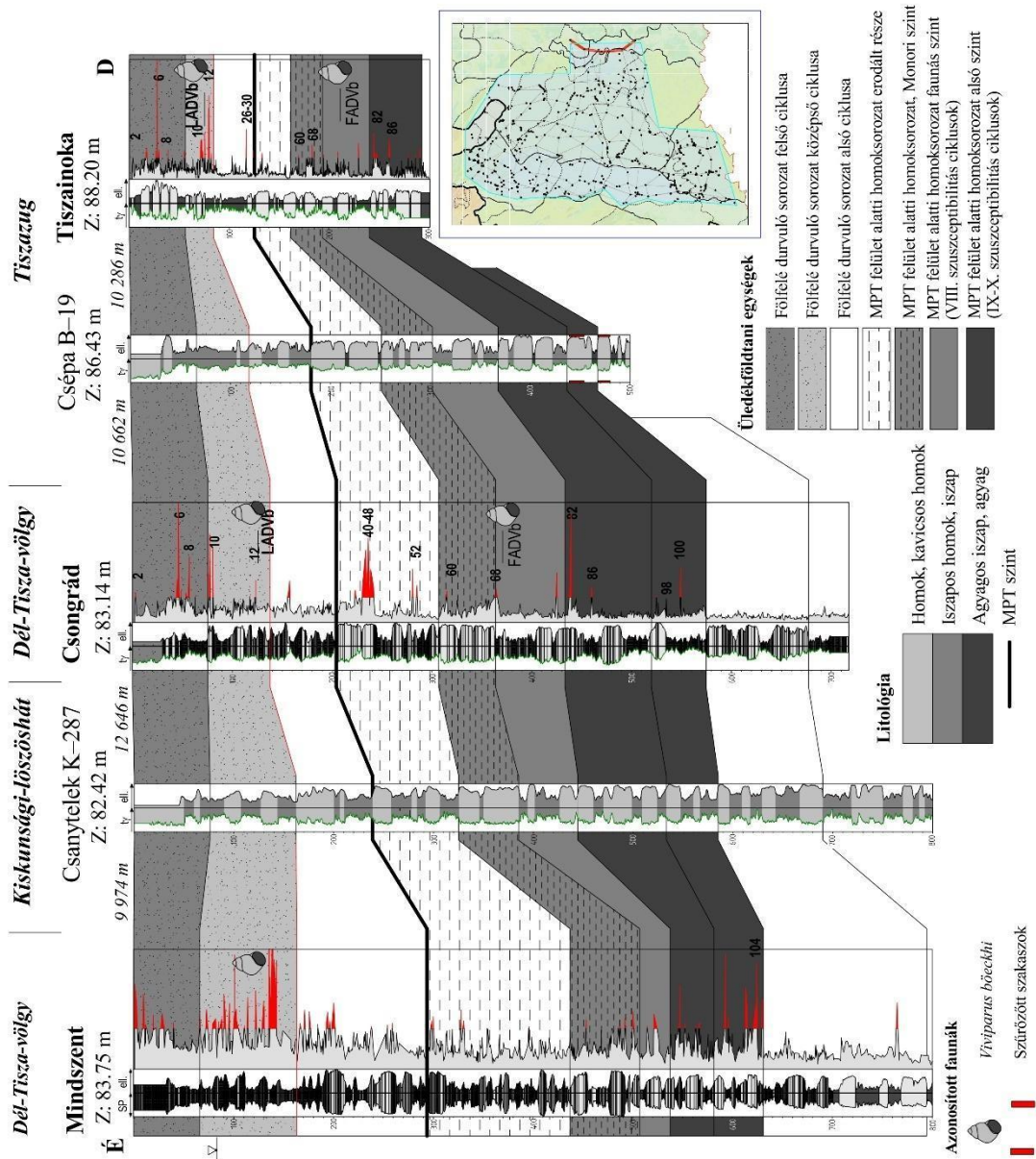
Young, J.H., 1980, Spectral Gamma-Ray (KUT) Borehole Logging, in SPE Annual Technical Conference and Exhibition, September: Dallas, Texas, Society of Petroleum Engineers, 12 p., doi:10.2118/9465-MS.



3. Melléklet: 3. szelvény



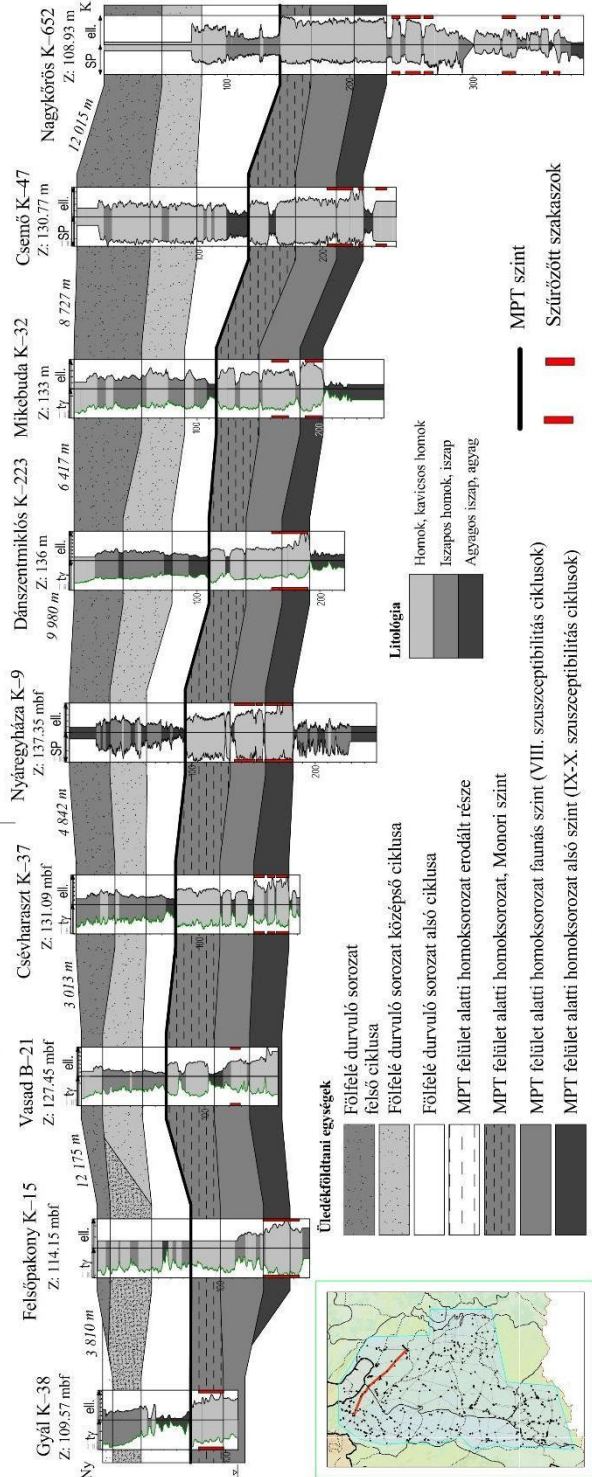
4. Melléklet: 4. szelvény



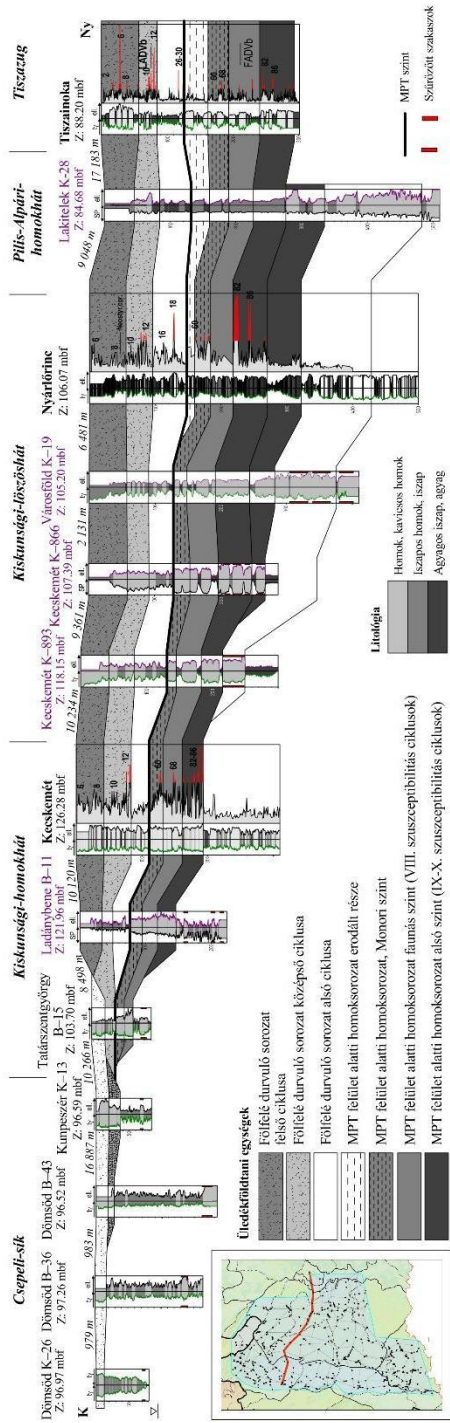
5. Melléklet: 5. szelvény

Pesti hordalékkúp-síkság

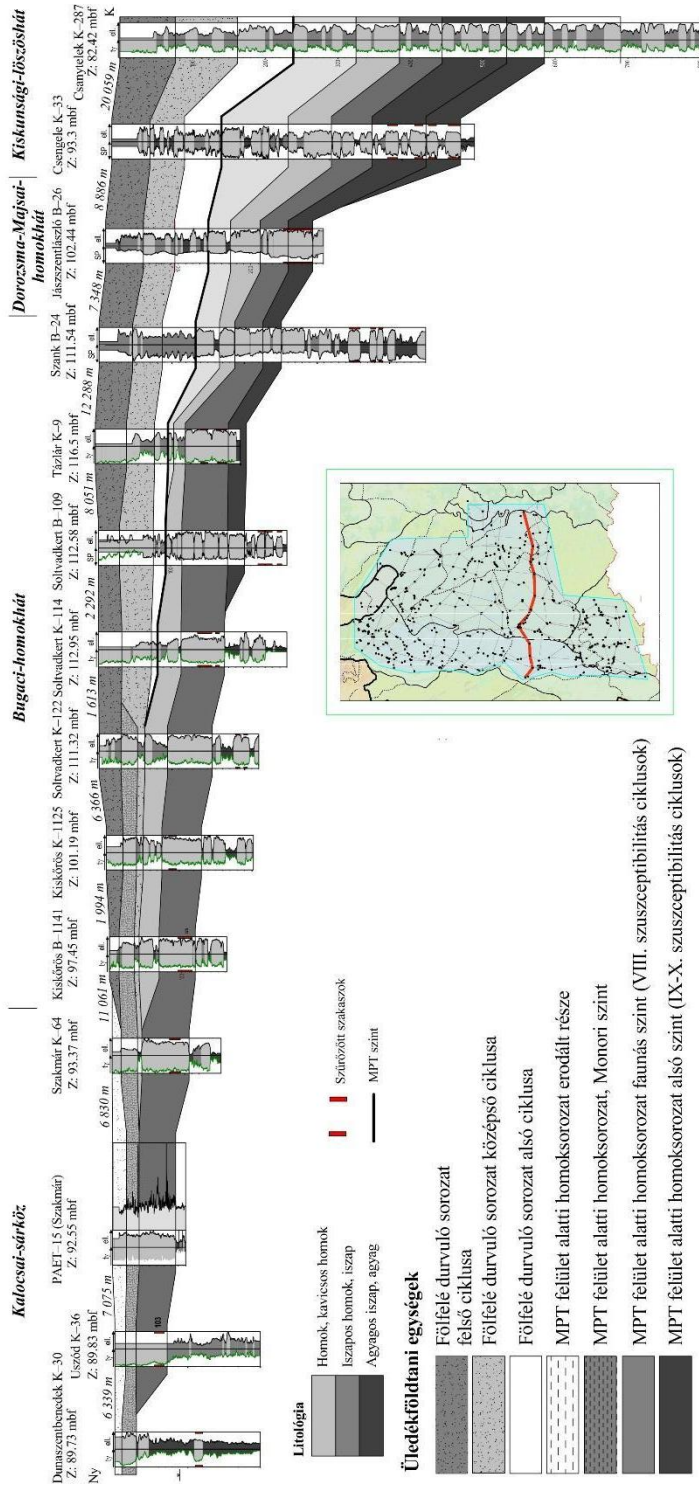
Pilis-Alpári-homokhát



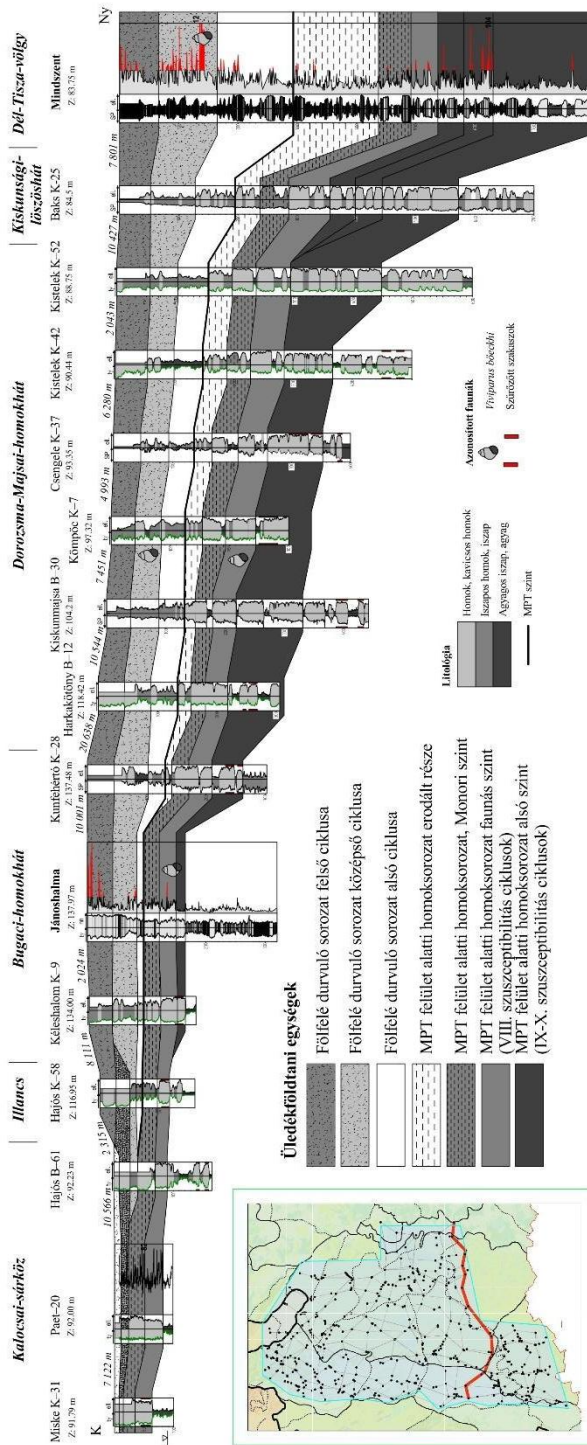
6. Melléklet: 6. szelvény



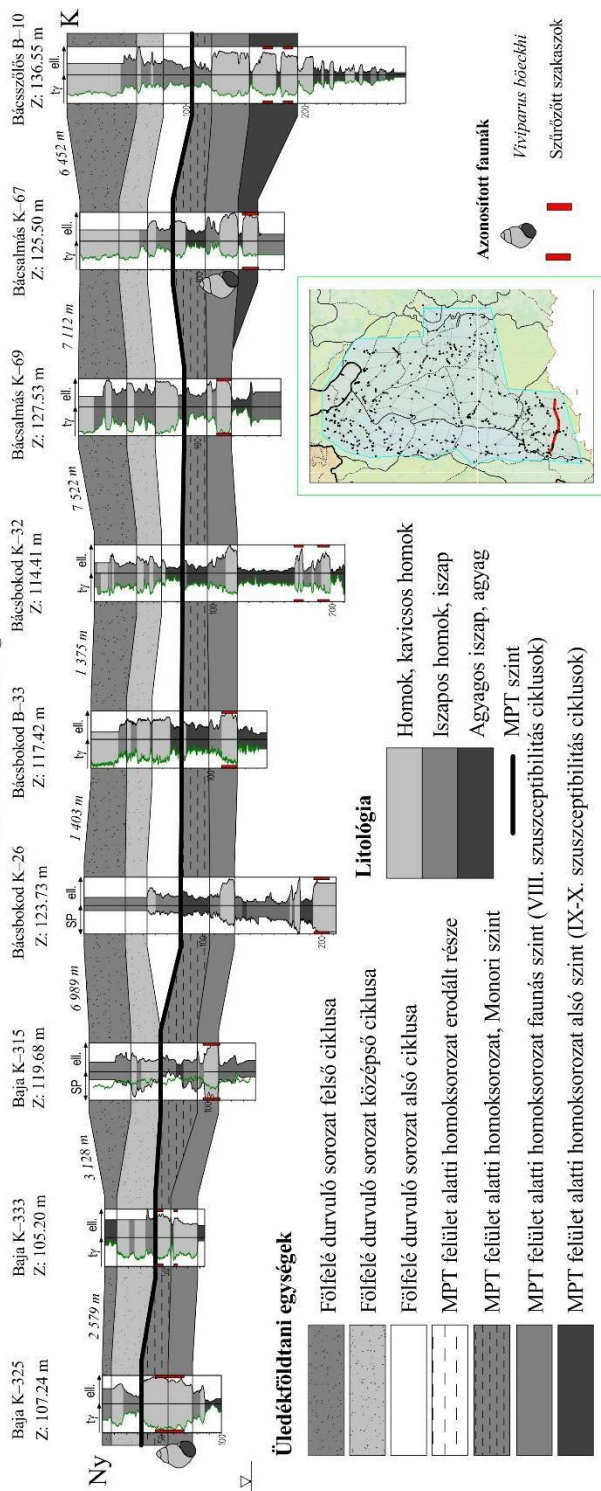
7. Melléklet: 7. szelvény



9. Melléklet: 9. szelvény



Bácskai löszös síkság



11. Melléklet: 11. szelvény