SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

FOLYÓVÍZI FOLYAMATOK VIZSGÁLATA OSL KORMEGHATÁROZÁS SEGÍTSÉGÉVEL A DUNA MAGYARORSZÁGI SZAKASZA MENTÉN

Doktori (Ph.D.) értekezés

TÓTH ORSOLYA

Témavezető:
Dr. Sipos György
Egyetemi docens

Szeged
2019

Tartalomjegyzék

1.BEVEZETÉS 4
2.ELŐZMÉNYEK 7
2.1. A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapjai 7
2.1.1. A lumineszcencia mechanizmusa 9
2.1.2. A töltés csapdázódás korlátai és a csapdák stabilitása 11
2.1.3. A töltések optikai stimulációja 12
2.2. Az OSL kormeghatározás menete 14
2.2.1. Az egyenértékdózis 15
2.2.2. Az egyenérték dózist befolyásoló tényezők 18
2.3. A dózisteljesítmény és meghatározásának módja 19
2.3.1. Természetes radioaktivitás 20
2.3.2. Kozmikus sugárzás: 22
2.4. Az OSL kormeghatározás során felmerülő legfontosabb problémák fluviális, illetve fiatal üledékek esetében 23
2.5. Folyóvízi árterek és teraszok 25
2.5.1.Az árterek fejlődésének általános kérdései 25
2.5.2. A Duna futásirányváltozásai és teraszrendszereinek kialakulása 26
2.6. A hullámtér-feltöltődés problémája és vizsgálata 28
3. VIZSGÁLATI TERÜLET 31
3.1. A Duna vízrendszerének általános jellemzése 31
3.2. Mintaterületek 32
3.2.1. A 2013-as árvízi üledékek mintavételi pontjai 33
3.2.2 Ártéri mintaterületek 35
3.2.2.1. A Kolon-tó melletti mintaterületek 35
3.2.2.2. A Kalocsi-Sárköz területén elhelyezkedő mintaterületek 36
3.2.3. A hullámtéri mintaterület bemutatása 37
4. MÓDSZEREK 39
4.1. Geomorfológiai térképezés 39
4.2. Mintagyűjtés 39
4.3. OSL mintaelőkészítés 41
4.4. OSL tulajdonságok vizsgálata 44
4.4.1 Kvarc OSL komponensek értékelése 44
4.4.2. OSL SAR tesztek 44
4.4.3. A termális transzfer jelenség vizsgálata 48
4.5.A korszámítás módja. 49
4.5.1. Az egyenérték dózis meghatározása 49

4.5.2.A dózisteljesítmény meghatározása 50
5. EREDMÉNYEK 52
5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása 52
5.2. A minták alkalmassága az OSL kormeghatározás szempontjából 62
5.2.1. Az LM-OSL mérések eredményei 62
5.2.2. Az előhevítési tesztek eredményei 63
5.2.3. Dózis visszamérési tesztek eredményei a recens, hullámtéri és ártéri minták esetében 69
5.2.4.Termális transzfer tesztek eredményei a recens minták esetében 71
5.3. Reziduális dózisok alakulása a Duna mentén 74
5.4. A II. ártéri szint kialakulása és fejlődése 79
5.5. Az I. ártéri szint kialakulása és fejlődése 83
5.5.1. A legidősebb (I/3) alacsony ártéri szint formálódása 83
5.5.2. Az I/2. ártéri szint formálódása 85
5.5.2. Az I/1. alacsony ártéri szint formálódása 95
5.6. Geomorfológiai rekonstrukció a kapott OSL korok alapján 100
6. ÖSSZEGZÉS 105
7. SUMMARY 112
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS 119
IRODALOMJEGYZÉK: 120

1.BEVEZETÉS

A Kárpát-medence vízrajzának fejlődése a hazai geomorfológiai kutatás egyik legfontosabb kérdésköre, hiszen az ország területének jelentős hányadát árterek és hordalékkúpok foglalják el, melyek nemcsak a távoli, de a közeli múltban is aktívan változtak és fejlődtek. A folyóvízi felszínformálás dinamikájának feltárásához és megértéséhez azonban elengedhetetlenül fontos a folyamatok numerikus időkeretbe helyezése. Ehhez manapság már számos kormeghatározási módszer áll rendelkezésre, de mind közül talán az egyik legalkalmasabb az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL), melynek segítségével a szinte mindenütt jelenlévő homok és iszap frakcióba tartozó ásványi szemcsék lerakódási ideje adható meg. Ezáltal szinte bármilyen geomorfológiai folyamat, illetve annak dinamikája rekonstruálható.

A lumineszcens kormeghatározás egyik alapfeltétele ugyanakkor, hogy a vizsgált üledékszemcséket elegendő ideig érje napfény az üledékszállítás folyamán, ugyanis csak ebben az esetben törlődnek ki teljes mértékben a korábbi üledékképződési fázis lumineszcens információi. A folyóvízi üledékek esetében, a szállítási körülményektől függően gyakran előfordul a nem megfelelő mértékű természetes kioltódás, ami ezáltal kortúlbecsléshez vezethet. A jelenség több tényezőtől is függ, úgy mint a napsugárzás időtartama, a szállítódás távolsága és módja, a szállítódási folyamat esetleges megismétlődése, vagy az ásványi összetétel, illetve a szemcsék nagysága (Alexanderson 2007, Rittenour 2008). Ezeket a hatásokat idősebb üledékek kormeghatározása során igen nehéz mérlegelni, illetve korrigálni. Egy adott folyórendszeren belül ezért a természetes kioltódás mértékének becslésére az ismert korú, vagy recens minták vizsgálata adhat leginkább lehetőséget (Rittenour 2008).

Mindemellett fiatalabb üledékek esetében további problémát jelenthet az ún. termális transzfer jelenléte, amely tovább növelheti a kor túlbecslését (Truelsen és Wallinga 2003). A fiatal, ismert korú mintákon történő vizsgálatok eredményei emellett jól hasznosíthatók az idősebb minták esetében is, ezzel is pontosítva a kapott koreredményeket.

A Duna a kárpát-medencei vízhálózat legfontosabb eleme. Mederváltozásaival és morfológiájával számos kutatás foglalkozott (Somogyi 1974, Pécsi 1967, Frisnyák 1977, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2006, Gábris 2007), azonban a numerikus koradatok kevés száma miatt számos kérdés felmerül a magyarországi alsószakasz mentén a folyásirány változásaival kapcsolatban. Kezdetben a Duna alföldi szakaszán a teraszokat nem különítették el az egyes ártéri szintektől (Cholnoky 1941, Bulla 1941, Pécsi 1959, Pécsi 1968). Eddig a terület ártéri fejlődését leginkább geomorfológiai elemzéssel rekonstruálták,

alig van számszerű adat a nagy ártéri felület üledékeiről és formáiról (Sümegi et al. 2011, Sipos et al. 2014). Pécsi (1967, 1991) alapján az ún. II/a terasz Budapest alatt a Kalocsai-Sárköz déli határáig végig megfigyelhető kialakulása a késő pleisztocénra tehető, melyet későbbi kutatások is megerősítettek. Az ártér emellett két szintre, magas (I. terasz), illetve alacsony ártérre osztható (Pécsi 1967, 1968), előbbi kialakulását óholocén, esetleg újholocén korúnak tekinti, de azt is megjegyzi, hogy a két ártéri szint kronológiai elkülönítése nem egyértelmű (Pécsi 1991).

A folyószabályozások és az árvízvédelmi gátak megépítése óta a hullámtér-feltöltődés fokozottabb problémát jelent. A hazai szakirodalomban főként szemcseösszetételi vizsgálatokon, térképek, digitális domborzatmodell elemzéseken alapulnak a vizsgálatok (Károlyi 1960, Braun et al. 2003, Sándor és Kiss 2006). A Dunára vonatkozóan kevés ilyen jellegű kutatást találunk, és azok is elsősorban hullámtéri holtágak, mederágak feltöltődésére koncentrálnak (Somogyi 1974, Tamás és Kalocsa 2003, Szabó 2007).

Mindezen kérdések és problémák függvényében a kutatásomban két fő célt és további részcélokat tűztem ki.

(1) A különböző szemcseösszetételű dunai üledékminták OSL tulajdonságainak komplex vizsgálata a kormeghatározás pontosítása és a térbeli eltérések feltárása céljából

A fentiek alapján jól látható, hogy a folyóvízi üledékek kormeghatározása bizonyos esetekben nagyobb hibával rendelkezhet. Ezért a homok és iszap frakcióba tartozó recens, 2013-as árvíz által lerakott folyóvízi üledékek lumineszcens tulajdonságainak szisztematikus feltárása volt a cél a Duna teljes magyarországi szakasza mentén, melyek segítségével pontosítható a kapott kor. Ezek az eredmények a későbbiekben használható információként szolgálnak a dunai üledékek vizsgálata során a Kisalföldtől Mohácsig tartó szakaszon. Ilyen hosszú folyószakaszon (~400 km) kevés ilyen jellegű kutatással találkozhatunk a szakirodalomban.

A dolgozatomban a következő rész célokat fogalmaztam meg.

- A fiatalabb minták látszólagos korát befolyásoló, laboratóriumi hevítésből adódó ún. termális transzfer jelenség hatásának számszerűsítése,
- A reziduális dózisok mértékének vizsgálata és ezáltal az idősebb üledékek kormeghatározása során figyelembe veendő dózis korrekciós faktor meghatározása.
- A vizsgált különböző szemcsefrakciók termális transzfer és reziduális dózis eredményeinek összehasonlítása.

- A kapott eredmények hossz-szelvény menti változásának vizsgálata, az ennek hátterében álló geomorfológiai folyamatok feltárása

(2) Ártérfejlődés rekonstruálása a Kalocsai-Sárköz területén.

Dolgozatom második fő célja, hogy a Duna menti síkság területén elkülönítsem az egyes ártéri szinteket, illetve hogy behatároljam azt az időt, amikor a Duna bejárta a területet. A kutatás ezen részénél a következő részcélokat fogalmaztam meg.

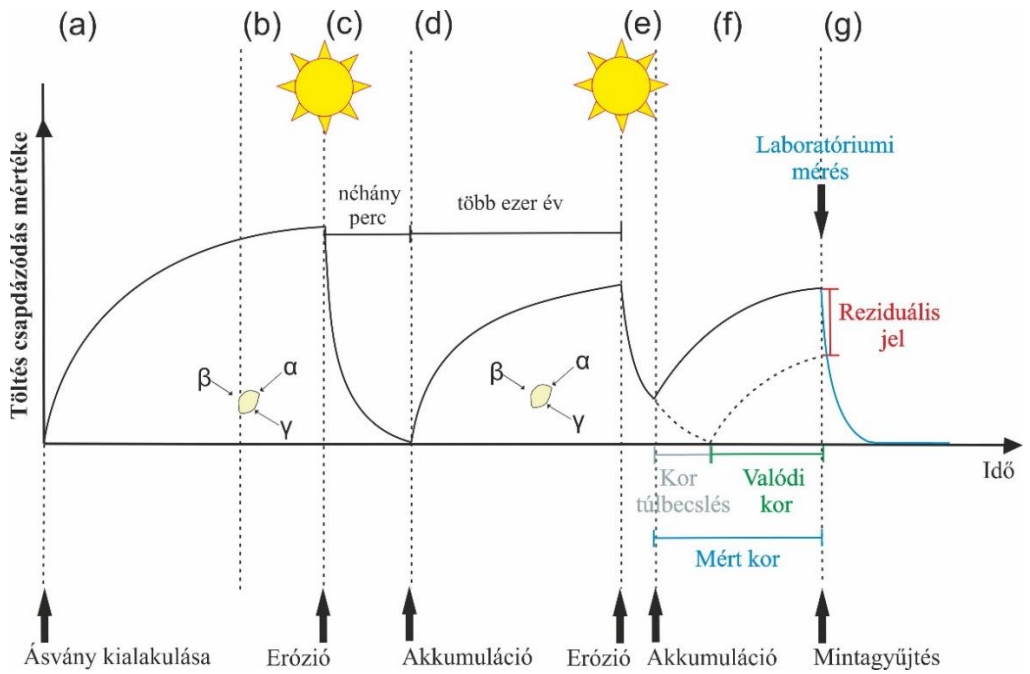
- Korábbi geomorfológiai térképek, illetve 1:10 000-es topográfiai térképek alapján szerkesztett ártéri keresztszelvények felhasználásával az SRTM modellen elhelyezett szelvények segítségével meghatározott ártéri szintek elkülönítése.
- Az azonosított ártéri szintek kialakulási idejének meghatározása. Kolon-tó, amely valószínűsíthetően egy egykori Duna meder üledékeinek kormeghatározása
- A folyó futásvonalában bekövetkező változások meghatározása, felszínfejlődési modell kialakítása a Kalocsai-Sárköz területén lévő elhagyott medrek üledékeinek vizsgálatával
- Kanyarulatvándorlás dinamikájának meghatározása az OSL korok alapján
- Egy mintaterület esetében pedig a jelenlegi hullámtér-feltöltődés mértékének meghatározása.

2.ELŐZMÉNYEK

2.1. A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapjai

A lumineszcens kormeghatározással kapcsolatban a legelső kísérletek az 1950-es évek közepén történtek, a módszer azóta is töretlenül fejlődik (Wintle 2008). Segítségével különféle üledékek lerakódási ideje határozható meg ezáltal rekonstruálni lehet a különböző geomorfológiai és klimatikus események időbeliségét a közelmúlttól néhány százezer évre visszamenőleg (Novothny és Újházy 2000). A kezdeti időszakban termolumineszcens (TL) vizsgálatokat végeztek, majd az 1980-as évek közepén kezdtek el először foglalkozni az optikailag stimulált lumineszcenciával (OSL) (Huntley 1985, Aitken 1988, Roberts 1997). A 2000-es évektől a méréstechnika fejlesztésén és finomításán volt a hangsúly, különös tekintettel a lumineszcens érzékenységváltozás által okozott mérési bizonytalanság kiküszöbölésére (Murray és Wintle 2000, Murray és Wintle 2003, Wintle és Murray 2006), valamint a kormeghatározás mérési határainak bővítésére (Thiel et al, 2011, Buylaert et al. 2007)

A lumineszcens kormeghatározás általában kvarc és földpát ásványokon történik, mivel nagy mennyiségben vannak jelen az üledékekben és szinte bárhol megtalálhatóak a Földön. Ezek a szemcsék félvezető tulajdonságaiknak köszönhetően dozimeterként funkcionálnak (Aitken 1998).



1. ábra: A csapdázott töltések mennyiségének alakulása többszöri üledékképződés során. a) töltés felhalmozódás b) telítődés, c) teljes kioltódás az üledékképződés során, c) töltés felhalmozódás mérhető szintig, d) részleges kioltódás az üledékképződés során, e) reziduális szinthez hozzáadódó töltés felhalmozódás, f) OSL mérés.

A kormeghatározás során a lumineszcens óra kezdő időpontját üledékek esetében az utolsó napfényre kerülés ideje adja. A lerakódást követően a kvarc, illetve földpát szemcsék kristályrácsában az őket ért ionizáló sugárzás hatására megindul a töltések csapdázódása, azaz a lumineszcens jel felépülése (1/a, d. ábra). Újabb fény-, vagy hőhatás esetén (üledékekszállítódás során például napfényre kerülnek a szemcsék) ezek a jelek kioltódnak és újraindulhat a lumineszcens óra (1/c, e ábra). Folyóvízi üledékek esetében ugyanakkor jellemző, hogy a szállítódás közben nem éri őket elegendő ideig napfény, így a szemcsékben ún. reziduális töltések őrződhetnek meg, amely a laboratóriumi mérések során a kor túlbecslését eredményezi (1./d, e ábra). Sok esetben a töltések csapdázódása néhány tíz-, illetve százezer év után leáll, telítődés következik be (1/b ábra) (Bøtter-Jensen et. al 2003).

A laboratóriumban az eltemetődés óta csapdázott töltések mesterséges kiszabadítása során keletkező lumineszcens fényjelenség intenzitásának mérése történik; minél több jel detektálható, annál régebb óta nem érte fény, vagy hő a szemcséket, tehát annál idősebb kort kapunk (Aitken 1998).

A fentiek alapján a lumineszcens intenzitás mérésével gyakorlatilag az eltemetődés óta elnyelt radioaktív dózis nagysága határozható meg. Ezt alapul véve a korszámítás egyenlete az alábbi:

$$\text{Kor (ka)} = \frac{\text{Paleodózis (Gy)}}{\text{Dózisteljesítmény (Gy/ka)}}$$

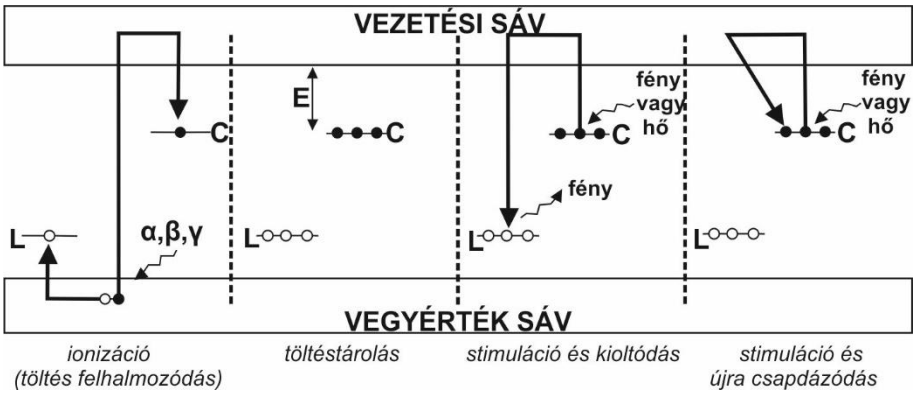
A paleodózist, azaz a ténylegesen elnyelt dózist direkt módon nem lehet megmérni, így a laboratóriumban az ún. egyenértékdózist határozzák meg, összefüggést keresve a mesterségesen besugárzott laboratóriumi dózisok és az arra adott lumineszcens válaszok között. Az elnyelt dózis mennyiségét Grayben (Gy) adják meg, amely 1 Joule/kg energiával egyenértékű (Wintle 2008).

Az egyenlet nevezőjében található dózisteljesítmény az egységnyi idő alatt elnyelt radioaktív dózis mennyiségét jelenti (Gy/ka). A dózisteljesítményt és így a lumineszcens jelek felhalmozódásának ütemét leginkább a mintát érő α-, β- és γ- sugárzás intenzitása, ezáltal a minta és a befogadó környezet radioaktív elemtartalma határozza meg (további tényezőket lásd 2.3 fejezet), (Bøtter-Jensen et. al 2008). A kettő hányadosaként megadható az üledék kora ezer évben (ka) számítva.

A leggyakrabban alkalmazott ásványok a kvarc és a földpátok, utóbbiak közül elsősorban a káliföldpátokat részesítik előnyben. Egyes tanulmányok rámutattak arra, hogy a cirkon és az apatit is alkalmazható lumineszcens kormeghatározásra (Smith et al. 1986, Smith 1988), azonban elmondható, hogy ezek sokkal kisebb mennyiségben vannak jelen az üledékekben, illetve sok esetben ezek felhasználása módszertani nehézségekbe ütközik.

2.1.1. A lumineszcencia mechanizmusa

Ideális esetben az ásványok kristályrácsát felépítő atomokban az elektronok a legalacsonyabb energiaszintű pályán, az ún. vegyérték sávban helyezkednek el. Gerjesztés hatására – lumineszcens kormeghatározás estében ez az ionizáló sugárzás – a magasabb energiaszinttel rendelkező vezetési sávba kerülnek, míg a vegyérték sávban töltéshiányokat ún. „lyukakat” hagynak maguk után. A gerjesztés megszűnésével a töltések a lyukakkal egyesülnek, más szóval rekombinálódnak (Bøtter-Jensen et. al 2003). Ideális kristályrácsot feltételezve a két sáv között nem találhatók elektronok, viszont a természetes ásványok esetében gyakoriak az úgy nevezett rácshibák, melyek a két sáv közötti tiltott zónában befoghatják a vándorló töltéseket (2. ábra).



2. ábra: A lumineszcens kormeghatározás alapját képező fizikai modell, amellyel értelmezni lehet a töltésekkel végbemenő folyamatokat a kristályrácsban (gerjesztés, csapdázódás, kioltódás, újracsapdázódás). L: lyuk, C: csapda (Aitken 1998 alapján).

A rácshibákat alapvetően két csoportba lehet osztani. 1) a kristályrács saját hibái, azaz egy vagy több rácspontban hiányoznak az atomok; 2) kémiai hibák: a rácsot felépítő atomok helyére, vagy közé más kémiai elemek épülnek be. A rácshibáknak köszönhetően a gerjesztés megszűnése után a töltések nem a hátrahagyott „lyukakkal" egyesülnek, hanem a vezetési és vegyérték sáv közötti tiltott zónában csapdázódnak (2. ábra). A rácshibák lehetnek sekélyek, illetve mélyebbek aszerint, hogy mennyi energia szükséges az általuk csapdázott töltések kiszabadításához (Wintle 1997, Aitken 1998, Novothy és Újházy 2000, Bøtter-Jensen et. al 2003, Wintle 2008). Ez azt is jelenti, hogy minél mélyebben helyezkedik el egy csapda, annál több időt tölthetnek el ott az elektronok. A kellően mély csapdák stabilnak tekinthetők, mert bennük a töltések egyes vizsgálatok alapján akár évmilliókig is megmaradhatnak, ami jóval túlmutat a módszer telítődés által megszabott mérési határán (Vandenberghe 2004).

A töltések kellő mennyiségű hő vagy megfelelő hullámhosszú fénysugárzás hatására távozhatnak a csapdákból (2. ábra). A hőmérséklet emelésével az egyre mélyebb energia szinten elhelyezkedő csapdák folyamatosan tárulnak fel. 500 °C elérésével elviekben teljes kioltódás érhető el. Fény általi stimuláció során csak a kevésbé mély csapdák kioltódása megy végbe. Kvarc esetében például 550 nm hullámhosszúságú kék fénnyel 280-300 °C-os termális stimulációval egyenértékű hatást lehet elérni. A stimuláció következtében a csapdázott elektronok elegendő energiát tudnak elnyelni ahhoz, hogy visszaugorjanak a vezetési sávba majd a vegyérték sávban hátrahagyott „lyukakkal" egyesüljenek, azaz rekombinálódjanak (2. ábra). A mindeközben keletkező fényjelenséget termolumineszcenciának (TL), vagy optikailag stimulált lumineszcenciának (OSL)

nevezzük attól függően, hogy az elektronok gerjesztése hővel vagy fénnyel történt (Aitken 1998, Bøtter-Jensen et. al 2003). A kibocsátott lumineszcens fény intenzitása összefüggésben van a csapdázódott töltések mennyiségével, amiből pedig következtetni lehet az elnyelt sugárzási dózis nagyságára. Ezen összefüggések teszik lehetővé, hogy indirekt módon ugyan, de meghatározhatóvá váljon mennyi ideje tart a csapdázódás, azaz mikor történt az utolsó fény vagy hő általi kioltódás. Előfordulhat azonban, hogy a mélyebb csapdákból kiszabadított elektronok sekélyebb csapdákba ugrálnak át, ez az ún. termális transzfer jelensége, ekkor a kor túlbecslése történhet meg.

2.1.2. A töltés csapdázódás korlátai és a csapdák stabilitása

A fentiekben láthattuk, hogyan jön létre a kormeghatározás során használt lumineszcens jelenség, milyen folyamatok szükségesek ahhoz, hogy meginduljon a töltések csapdázódása majd rekombinációja. Két fontos, a csapdázódási folyamatot limitáló tényezővel azonban még számolni kell. Az egyik a telítődés, a másik az ún. rendellenes fakulás jelensége. Telítődés esetén az elektronok gerjesztése ugyan végbemegy, de mivel a rendelkezésre álló csapdák már mind megteltek, így a töltések egyből rekombinálódnak. Rendellenes fakulás során az elektronok spontán elhagyják a csapdákat, ezzel jelvesztést okozva minek következtében a mérések által megadott kor fiatalabb lesz a tényleges kornál. Mindkét jelenség nagyban függ az ásványi összetételtől.

A telítődés kapcsán általánosságban elmondható, hogy kvarc esetében sokkal hamarabb végbemegy, mint földpátok esetében. Prescott és Robertson (1997) megállapították, hogy kvarc segítségével néhány százezer év, míg káliföldpátokkal akár a millió éves távlatokban is határozhatók meg korok. Singarayer és Bailey (2003) szerint a kvarc egyes csapdapopulációiban a töltések élettartalma 20 °C-on akár ~300 Ma is lehet, ezért az ásványnak alkalmasnak kellene lennie visszamenőleg akár 1 Ma évig is a kormeghatározásra. Számos vizsgálat rámutatott azóta azonban arra, hogy a természetben található üledékek esetében ennél jóval alacsonyabb maximális korokat lehet átlagos körülmények között meghatározni. Kvarc esetén így hozzávetőleg 70-80 ka, míg földpátok esetén 400-500 ka az elvárható mérési. Mindezen megállapítások nem általános tulajdonságokat takarnak, a telítődés mértéke is változhat akár szemcséről szemcsére is, így amennyiben lehetséges érdemes egyszemcsés vizsgálatoknak alávetni a mintákat (Vandenberghe 2004).

A telítődésnek a méréstechnika szempontjából is van jelentősége A természetben a csapdák feltöltődési sebessége nagyon alacsony, ezen túl pedig a sekély csapdák viszonylag

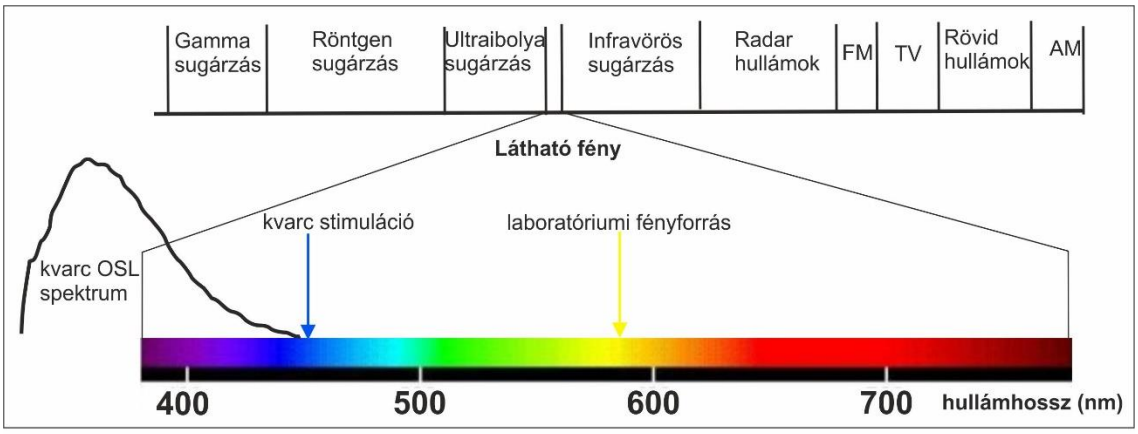
gyorsan elveszítik az elektronjaikat. A természetes lumineszcens intenzitás ezért elsősorban mélyebb, stabil csapdákból kiszabadított töltések rekombinációjából származik. A laboratóriumi mérések során alkalmazott mesterséges ionizáció alatt azonban nagyságrendekkel gyorsabban történik meg csapdák feltöltése, így a sekély, instabil csapdákból nem tudnak spontán kiszabadulni a töltések. Ezért amikor a természetben elnyelt dózis, illetve a laboratóriumi dózisok által előidézett lumineszcens jelenségeket akarjuk összehasonlítani, a sekély csapdák mesterséges kiürítésére van szükség (Bøtter-Jensen et. al 2003).

A rendellenes fakulás a fentieknek megfelelően a kvarc energetikailag sekélyebb csapdáit érinti. Földpátok esetében viszont megfigyelhető, hogy a mélyebb csapdák is jelentős fakuláson mehetnek keresztül (Auclair et al. 2003). Ezért egy időben főként kvarcot alkalmaztak az OSL mérések során, viszont ahogy fentebb is láttuk a földpátoknak megvan az az előnye, hogy idősebb minták kora is mérhető segítségükkel. Ha a rendellenes fakulás nagysága nem jelentős, akkor a laboratóriumi besugárzások és az azt követő lumineszcens mérések közötti idő változtatásával lehetőség nyílik a fakulás mértékének meghatározására, így az eredmények korrekciójára (Huntley és Lamothe 2001). Napjainkban mindamellett egyre inkább az a trend, hogy a földpátok legmélyebb csapdáit használják a kormeghatározásra, melyeket csak kis mértékben, vagy egyáltalán nem érint a fakulás jelensége (Thiel 2011, Stevens et al. 2011).

2.1.3. A töltések optikai stimulációja

Míg korábban az üledékek vizsgálatához TL-t alkalmaztak, addig a 2000-es évektől az OSL vált e téren egyeduralkodóvá. A különböző ásványok gerjesztéséhez más-más hullámhosszúságú fény szükséges. Az már a kezdeti kutatásokból is kiderült, hogy a kvarcot a kék és a zöld tartomány közötti, tehát ~400-500 nm-es hullámhosszon lehet leginkább stimulálni (Hütt et al. 1988). A későbbiekben kimutatták, hogy a földpátok stimulációjához magasabb hullámhossztartomány, infravörös fény (~800-900 nm) szükséges, amely ugyanakkor nincs hatással a kvarcra (Aitken 1998), (3. ábra).

A stimuláció különféle fényforrásokkal történhet. Kezdetben 514,5 nm-es hullámhosszúságú argon-ion lézert (Huntley et al. 1985, Smith et al. 1990), később halogén (Bøtter-Jensen és Duller 1992), illetve xenon lámpát (Bortolot 1997) használtak ilyen célra. A legnagyobb áttörést azonban a különböző LED fényforrások bevezetése jelentette (Bøtter-Jensen et al. 1999, 2003).



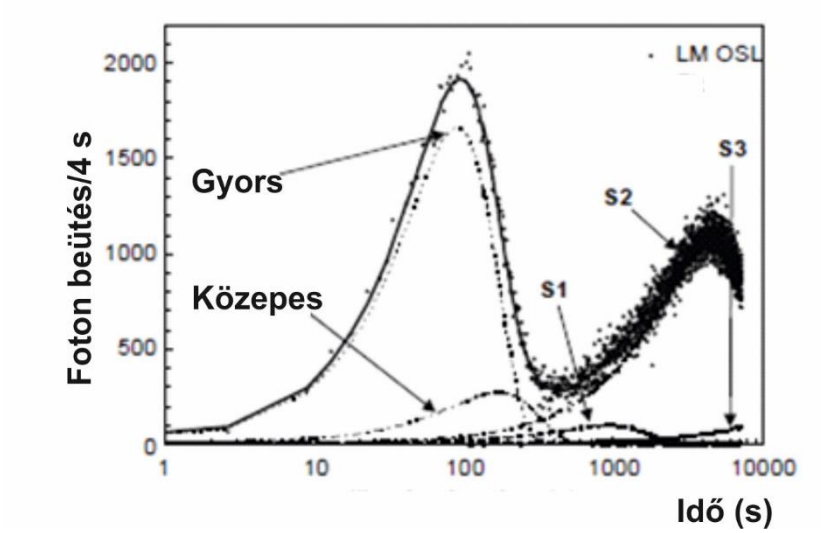
3. ábra: A kvarc kibocsátási OSL spektruma (Lomax et al. 2015 alapján), a stimulációs, valamint a laboratóriumi fényforrás elhelyezkedése a látható fény spektrumán.

A stimuláció hatására az elektronok elhagyják a kristályrács hibákat, a felszabaduló energia fény formájában távozik, melynek intenzitása laboratóriumi körülmények között mérhető. Az OSL mérések során a stimuláló fényforrás intenzitása általában állandó (Continuous Wave OSL, továbbiakban CW OSL), ennek következtében az eredményül kapott lumineszcens intenzitás görbe exponenciális lecsengést mutat, azaz a csapdák fokozatos kiürülése figyelhető meg, amely eleinte intenzív, majd közelít a nullához. A görbét a stimuláció óta eltelt idő és a lumineszcens beütésszám függvényében ábrázolják. Minél hosszabb ideig történik a stimuláció, annál nagyobb a valószínűsége, hogy a fényérzékeny csapdák teljes mértékben kiürülnek. Emellett szoros összefüggés van a stimulációhoz használt fény intenzitása és a lecsengés mértéke között, hiszen minél nagyobb az előbbi az elektronok annál gyorsabban szabadulnak ki, azaz annál meredekebb lesz a görbe lefutása (Chen and McKeever 1997, Wintle 1975). Nagy intenzitás és magas hőmérséklet használata esetén a háttér elhanyagolhatóvá válik, ez jelentősen hozzájárul a mérések reprodukálhatóságához. Ez főleg a fiatal, illetve a lumineszcens szempontból kevésbé érzékeny mintáknál fontos (Aitken 1998).

Általában a szél által szállított üledékek esetében a legtökéletesebb a természetes kioltódás, míg a folyóvízi üledékek esetében sokszor előfordul, hogy a jelek nem törlődnek teljes mértékben, hiszen a szemcséket vagy nem éri elegendő ideig napfény, vagy nem a megfelelő hullámhossz-tartomány fakítja őket. A különböző hullámhosszon sugárzó fényforrások hatását vizsgálva Spooner (1994) rámutatott, hogy kvarcok esetében a kioltódás 330-550 nm mellett a leghatékonyabb azonban vízborítás esetén a mélységgel párhuzamosan a zöld, illetve sárga hullámhossz-tartomány válik uralkodóvá (Berger 1990).

Emiatt sok esetben csak részleges kioltódás megy végbe a víz által lerakott üledékek esetében (Rittenour 2008).

Az 1990-es évek közepén Smith és Rhodes (1994) kutatásai rávilágítottak, hogy a kvarc OSL lecsengési görbéje összetett, több komponensből áll. Ennek oka, hogy a töltések több, különböző energiaszinteket képviselő csapda populációból származnak. Ezt követően Bulur (1996) javasolta a lineárisan modulált OSL (Linearly Modulated OSL, a továbbiakban LM OSL) mérések bevezetését. Az OSL jelet 3 komponensre osztották: gyors, közepes és lassú. A gyors komponens a leginkább fényérzékeny és ez oltódik ki a leggyorsabban is, ugyanezen logika alapján a legkevésbé fényérzékeny és legnehezebben kioltható a lassú komponens. Singarayer és Bailey (2003) a lassú komponenst további 2 komponenssel egészítette ki. (4. ábra) A komponensek elkülönítésére az LM OSL technika a legalkalmasabb. Ennek során a stimulációra használt fény intenzitása linárisan növeszik, így a különböző mélységű csapdákból származó lumineszcens jelek elkülöníthetők. Általánosságban elmondható, hogy a kormeghatározás szempontjából az az előnyös, ha a gyors komponens részaránya a domináns, ugyanis a természetben ez a frakció oltódik ki a legkönnyebben.



4. ábra: A kvarc lecsengési görbe komponenseinek elkülönítése LM-OSL mérések segítségével (Singarayer és Bailey 2003).

2.2. Az OSL kormeghatározás menete

Amint azt korábban már láttuk, a lumineszcens kormeghatározás alapegyenletében (2.1.1. fejezet) a vizsgált minta által az eltemetődés óta elnyelt dózis (paleodózis, illetve az ezzel egyenértékű dózis), valamint a mintában és környezetében jellemző dózisteljesítmény szerepel. Ezen mennyiségek meghatározása különböző eljárásokat, illetve módszereket

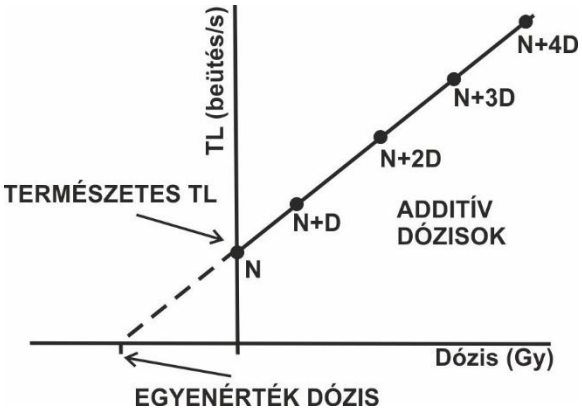
igényel, melyeket az alábbi fejezetekben tekintek át. A méréstechnika bemutatása mellett azokat a tényezőket is számba veszem, melyek jelentősen befolyásolják mind az egyenérték dózis, mind a dózisteljesítmény nagyságát, így hatásukkal mindenképp számolni kell a vizsgálatok során.

2.2.1. Az egyenértékdózis

Az egyenértékdózis meghatározására számos eljárás, illetve mérési protokoll létezik, ezek nagy általánosságban két alap típusba sorolhatók: 1) additív, illetve 2) regenerációs módszerek. Mindkét esetben a természetes, valamint az eltérő nagyságú laboratóriumi dózisok által generált OSL intenzitások mérésével lehet felállítani az ún. dózis–lumineszcensválasz összefüggést, melyből következtetni lehet az egyenérték dózis nagyságára.

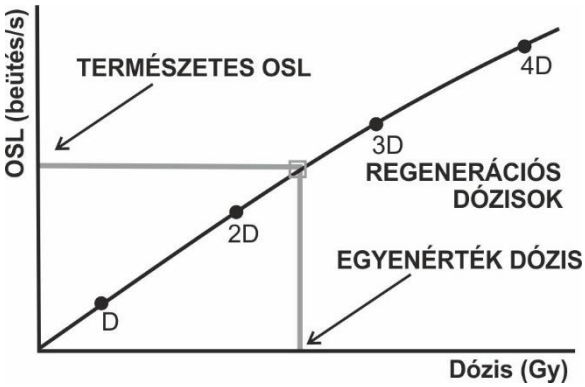
A mérések során a hőkezelés hatására változhat a minta lumineszcens érzékenysége, azaz a besugárzott dózisokra adott lumineszcens válaszok intenzitása. Mivel ezt a jelenséget már a módszer kifejlesztésének kezdetén észlelték (Aitken 1958), ezért a különböző mérési eljárások során ennek kiküszöbölése, vagy korrekciója az elsődleges cél.

Az additív módszer esetében részminta csoportok kerülnek kialakításra, amelyek egyre növekvő mesterségesen besugárzott dózisokat kapnak, illetve egy elkülönített csoporton a természetes lumineszcens jel mérése is megtörténik (5. ábra). A módszer előnye, hogy nincs érzékenység változásból adódó eltérés a mért intenzitások esetében, ugyanis minden részmintát csak egyszer, a mérést megelőzően hevítenek fel. Hátránya, hogy az egyes csoportokon belüli részminták eredményei kiátlagolódnak, így számos, az üledék előtörténetével kapcsolatos információ elveszik. Mindemellett viszonylag sok minta szükséges a méréshez. Legnagyobb gyengesége azonban az extrapoláció, melyet a dózis–lumineszcensválasz görbe méréssel meghatározott szakasza alapján a görbe kezdeti, ismeretlen szakaszára kell elvégezni (Aitken 1985, Wintle 1997) (5. ábra). Ez linerási dózis–lumineszcensválasz összefüggés esetén is problémás lehet, ugyanis a kezdeti jelnövekmény sok esetben szupralineáris (Aitken 1985).



5. ábra: Az egyenérték dózis meghatározása additív módszerrel felállított dózis–lumineszcensválasz összefüggés segítségével. Az illesztési pontokat részminta-csoportok átlaga eredményei szolgáltatják.

A 2000-es évek óta a regenerációs protokollok esetében a dózis–lumineszcensválasz összefüggést ugyanazon részmintára állítják fel, így csökkenthető a felhasznált mintamennyiség, illetve segítségével extrapoláció nélkül lehet meghatározni a természetes intenzitáshoz tartozó elnyelt dózist. Mindemellett viszont a többszöri regenerációs mérések miatt az ilyen eljárások esetében szükség van a lumineszcens érzékenység változásának vizsgálatára és korrekciójára (6. ábra).



6. ábra: Az egyenérték dózis meghatározása regenerációs módszerrel felállított dózis–lumineszcensválasz összefüggés segítségével. Az illesztési pontokat általában egy-egy részminta ismételt méréseinek eredményei szolgáltatják.

A korai regenerációs protokollok közül a SARA (Single Aliquiot Regenerative) protokollt kell kiemelni. Ebben az esetben összesen 4 részmintát használnak fel a mérés során; egyet a természetes jel mérésére, míg további egy-egy részmintát a regenerációs mérésekhez. Ez jelentős fejlődést jelentett, hiszen igazán kis mennyiségű minta is elegendő

volt a mérésekhez, azonban mivel külön részmintát használtak a természetes jel mérésre és a regenerációs jelek mérésére is, az érzékenység-változás nyomon követése nehézkes volt (Wintle 1997). A továbblépést Murray és Roberts (1998) kutatása jelentette, melyben bizonyították, hogy a mérések során használt hevítés lehet a fő oka az érzékenység-változásnak.

A módszer fejlődése során nagy áttörést jelentett az ún. egymintás regenerációs (Single Aliquot Regeneration, továbbiakban SAR) protokoll kifejlesztése, amely több mérési ciklusból áll. Az első ciklus egy előmelegítéssel kezdődik, majd a természetes OSL detektálása következik és az érzékenységváltozás mérésére egy ismert dózist besugározva újra megmérik a lumineszcens intenzitást egy pillanathevítést követően. A Wintle és Murray 1999 által kidolgozott tesztben ezt a ciklust 10-12 másik regenerációs ciklus követte, azonban ezek a regenerációs dózisok végig konstansak voltak. Később Murray és Wintle (2000) megfogalmazta a ma is elfogadott és általánosan használt SAR protokollt. Vizsgálataik során 6 ciklust használtak, első körben a természetes jel mérése történt meg, a továbbiakban 3 egyre növekvő regenerációs dózist iktattak be. Azt javasolták, hogy a regenerációs dózisok közül az első alacsonyabb legyen, mint a várható természetes dózis, a középső közel azonos, míg a harmadik magasabb értéket képviseljen ($R_1<N\sim R_2<R_3$) (1. táblázat).

A negyedik ciklusban a regenerációs dózis értéke nulla volt, ezzel mérve az ún. rekuperáció mértékét. Ekkor a minta nem kap dózist, tehát elviekben nem kellene válaszjelet detektálni. Azonban bizonyos esetekben, az előhevítés és az optikai stimulálás hatására az elektronok átugrálhatnak az OSL csapdákba, így ilyenkor ehhez mérten lumineszcens intenzitást is lehet mérni. A rekuperációt általában a természetes lumineszcens intenzitás százalékában adják meg (Wintle és Murray 2006, Bøtter-Jensen et. al 2003). A hatodik ciklusban besugárzott dózisnak egyeznie kell az első regenerációs dózissal, ebben a körben mérik a visszaforgatási arányt, az OSL mérés pontosságát vizsgálva. Ha az érzékenység-változás mértéke alacsony, akkor a két érték közel azonos lesz, az arány ideális esetben 0,90 és 1,10 között alakul (Wintle és Murray 2006) (1. táblázat).

1. táblázat: A SAR protokoll lépései (Wintle és Murray 2003 alapján).

Lépés	Kezelés
1.	Dózis D_i
2.	Előhevítés (180-300 °C)
3.	Stimuláció (Kék LED, 40 s, 125 °C) - Lx
4.	Teszt Dózis D_t
5.	Hevítés (160 °C)
6.	Stimuláció (Kék LED, 40 s, 125 °C)- Tx
7.	Stimuláció (KÉK LED, 40 s, 280 °C)
8.	Visszatérés az első lépéshez

Murray és Wintle 2003-ban ezt azzal egészítette ki, hogy minden ciklus végére, 7. lépésként beiktatott egy újabb stimulációt, melyet magas hőmérsékleten kell elvégezni (280 °C HB definíció) ez az ún. forró fakítás (Hot Bleach, továbbiakban HB). Minderre azért van szükség, hogy elkerüljék a töltések termális csapdákból optikai csapdákba történő vándorlását. Előfordul, hogy a mérések során még egy 7. ciklust is beépítenek, az IRSL kioltási arány, vagy IRSL/OSL hányados pedig a minták esetleges földpát szennyezettségét mutatja ki, ugyanis az infravörös stimulációra a kvarc minta nem reagál. Ha fenn áll a szennyezettség, akkor feltárást ismételni kell, esetleg IRSL alkalmazása javasolt a mérések során a kvarc komponens elkülönített mérésére (Roberts 2001).

A SAR méréseket általában két teszt előzi meg, 1) az előhevítési teszt és a 2) dózis visszamérési teszt. Előbbi során ismert dózis besugározva különböző hőmérsékleti értékeket alkalmaznak, majd megvizsgálják a minták dózis platóját, vagyis azt a hőmérsékleti tartomány, ahol a minta a legstabilabban viselkedik. A dózis visszamérési teszt alkalmával a legjobb hőmérsékleti értéket használják előhevítésként és azt vizsgálják, hogy ismert laboratóriumi dózist milyen pontosan lehet visszamérni a SAR protokoll segítségével. (Wintle és Murray 2006).

2.2.2. Az egyenérték dózist befolyásoló tényezők

Mind a kvarc mind a földpátok esetében számos tényező befolyásolhatja a mért egyenérték dózis nagyságát. Kvarc esetében két tényezőt, a termális transzfer és a részleges kioltódás jelenségét lehet kiemelni. Mindkét esetben a kapott egyenérték dózis magasabb lesz az üledékképződés óta elnyelt tényleges dózisnál.

Termális transzfer során hő hatására töltés vándorlás indul meg a különböző mélységű csapdapopulációk között, ami jelentősen módosíthatja a kapott egyenérték dózist. A termális transzfernek két típusát különíthetjük el: a szimpla transzfert és a dupla transzfert vagy rekuperációt (Aitken 1998). Előbbi esetében a hevítés hatására az elektronok fény-érzéketlen csapdákból OSL csapdákba kerülnek. A fényérzéketlen csapdák termálisan is stabilabbak, mivel mély csapdapopulációról beszélünk, így hosszú életűnek mondhatjuk őket (Wang et al. 2006). A rekuperáció során ún. dupla-transzfer hatás jön létre. Az OSL mérés során egyrészt megfigyelhető a szimpla transzfer hatás, hiszen a kevésbé stabil termális csapdákból az elektronok OSL csapdákba vándorolnak át, másrészt pedig foto-transzfer is bekövetkezik, mivel a megvilágítás alatt az elektronok az OSL csapdákból ún. menedék csapdákba jutnak, majd a megvilágítás befejezésével a menedék csapdákból visszavándorolnak az OSL csapdákba (Aitken 1998, Wang et al. 2006). Ezek a hatások a legtöbb esetben kortúlbecslést fognak okozni.

Ha az üledék ásványi szemcséit nem éri megfelelő ideig napfény a lerakódás előtt, akkor a természetes lumineszcens jel nem oltódik ki teljesen. A részlege kioltódás miatt a mérések látszólag nagyobb egyenérték dózist adnak. A mért és a valóságban ténylegesen elnyelt dózis közötti különbséget reziduális dózisnak (D_{res}) nevezzük. A reziduális dózis nagyságát természetéből fakadóan, csak közvetett módon lehet meghatározni.

A részleges kioltódásnak Duller et al. (1995) alapján két elméleti modelljét lehet elkülöníteni. Az első modell esetében egységes fénystimulációról beszélünk, tehát az összes szemcsét egyenlő részarányban érte fény. Későbbi kutatások bebizonyították (Murray et al. 1995, Olley et al. 1999, Duller et al. 2000, Lepper et al. 2000, Spencer et al. 2003), hogy ez a modell inkább csak elméleti, a valóságban a szemcsék keveredve jelennek meg, vannak amelyek teljesen kioltódnak, vannak amelyek kevésbé és lehetnek olyanok is, ami egyáltalán nem. Ez főként a folyóvízi minták esetében jelentkező probléma (Vandeberghe 2007). Mindez lényegesen nehezíti az egyenérték dózis meghatározását, hiszen a különböző előéletű szemcséket nagy mennyiségű mérés statisztikai elemzésével lehet csak elkülöníteni, s az elnyelt dózis valós értékét megadni.

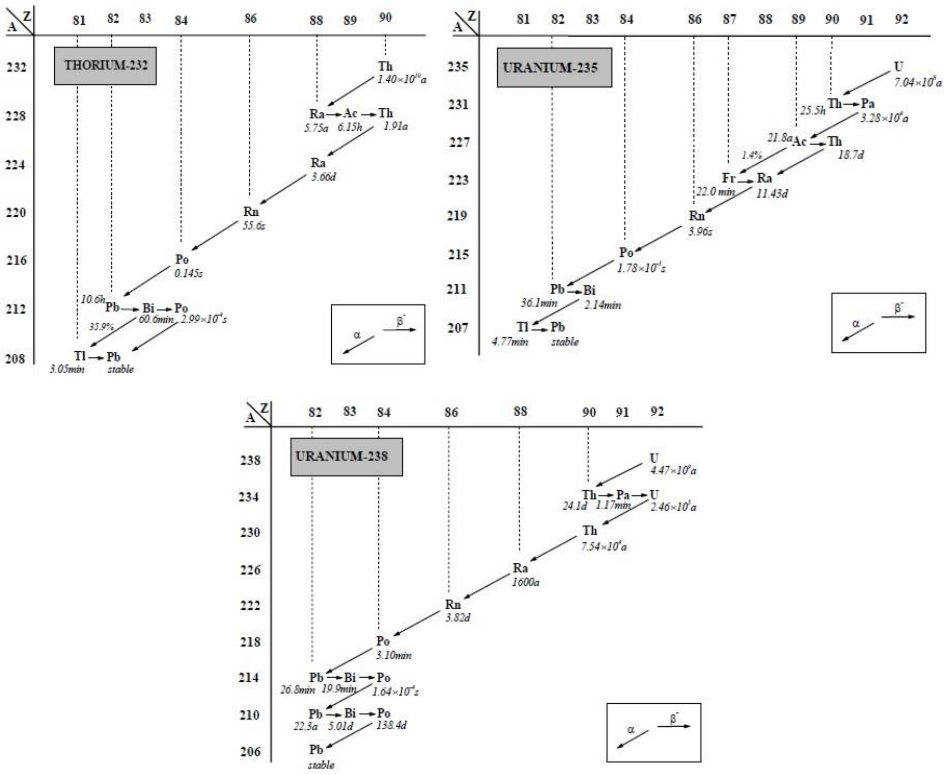
2.3. A dózisteljesítmény és meghatározásának módja

A lumineszcens kormeghatározás során a dózisteljesítmény az egységnyi idő alatt (ka) elnyelt radioaktív energiát jelenti egységnyi tömegre megadva (J/kg = Gy). Értékét vagy egy évre (mGy/a), de gyakrabban ezer évre (Gy/ka) vonatkozóan adják meg. A dózisteljesítmény külső és belső komponensre bontható. Előbbi az üledékmátrixból

származó energiát jelenti, míg utóbbi az egyes szemcséken belül keletkező radioaktív dózist jelöli. A mintára, illetve az egyes szemcsékre ható dózisteljesítmény nagyságát elsősorban a természetes radioaktív elemek koncentrációja, a kozmikus sugárzás mértéke, a nedvességtartalom, a szemcseméret és az ásványi összetétel határozza meg (Rodnight 2006). Bár a dózisteljesítmény meghatározása viszonylag egyszerű, odafigyelést igényel, mert a hibák jelentősen befolyásolhatják a kort.

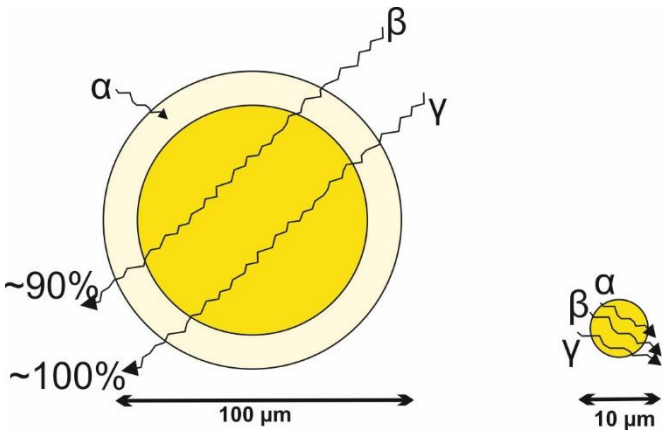
2.3.1. Természetes radioaktivitás

A kristályrácsban végbemenő elektronvándorlást főként az ionizáló sugárzás (α, β, γ) teszi lehetővé, ez pedig a természetben előforduló, hosszú élettartamú radionuklidok (^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{87}Rb és ^{40}K) bomlásából, illetve a kozmikus sugárzásból származik. Az U és a Th bomlása során α, β és γ sugárzás (7. ábra), míg a K bomlásából β és γ sugárzás keletkezik. A kvarc szemcsék esetében alapvetően csak külső dózisteljesítményről beszélhetünk, a földpátoknál azonban számolni kell a belső dózisteljesítménnyel is, amely elsősorban a bennük lévő K bomlásából eredő β sugárzásból adódik (Rodnight 2006).



7. ábra: A ^{232}Th, ^{238}U és az ^{235}U radionuklidok bomlási sora.

A három sugárzási típus energiája és hatótávolsága igen különböző. Az alfa részecskék hatótávolsága üledékekben mindössze 10^1 µm. A béta-sugárzás hatótávolsága 10^0 mm, míg a gamma sugárzás elérheti a 3-5x10^2 cm-t is (Brennan 2003, Hilgers 2007) (8. ábra).



8. ábra: A különböző sugárzási típusok behatolás képessége a kormeghatározás során leggyakrabban alkalmazott két szemcseméret (középszemű homok és iszap) esetében.

Ahogyan a 8. ábrán látható a számítások során figyelembe kell venni a szemcseméretet is. A homokos frakció feltárása során az α sugárzás hatása teljes mértékben kiküszöbölhető. Zimmerman 1971 a durvaszemcsés eljárás során 100 és 300 µm közötti (90-125, 90-150, 150-220, 220-300 µm) szemcseméretttel dolgozott. A kvarc szemcsék külső (α –sugárzás által befolyásolt) rétegének eltávolítására 50 perces 10 %-os hidrogén-fluoridos (HF) maratást alkalmaztak. A HF-os maratás során 9 µm-nyi réteget lehet eltávolítani a szemcséről. Bell (1979) számításokat végzett erre vonatkozóan és arra jutott, hogy körülbelül 60 %-kal csökken így az alfa-sugárzás hatása.

A bomlási sorban mind a szülő-, mind a leányelemek radioaktívak egészen a lánc végéig, amely egy stabil izotóphoz vezet. A bomlási soron belül az összes radionuklid azonos aktivitással rendelkezik, mivel a szülőelem felezési ideje nagyobb, mint a leányelemeké együttvéve, azaz szekuláris egyensúly alakul ki (Rodnight 2006). Előfordulhat, hogy ez az egyensúly megbomlik amennyiben valamelyik leányelem „szökik” a bomlás során. A ^{40}K koncentráció konstans az egész üledékképződési folyamat során, így ebben az esetben nem beszélhetünk egyensúly-vesztésről. A ^{232}Th láncban is viszonylag alacsony az esélye az egyensúly megbomlásának, hiszen a Th leányelemeinek felezési ideje igen alacsony (7. ábra). A ^{238}U láncban azonban előfordulhat ez a jelenség, hiszen az egyes leányelemek mobilisak lehetnek. Ilyen tekintetbne a legtöbb problémát a ^{222}Rn okozhatja,

amely gáz halmazállapotú, valamint felezési ideje 22 nap, így könnyen távozhat az üledékes mátrixból. Amennyiben felmerül a mérések során a szekuláris egyensúly megbomlásának lehetősége, azt a számítások során korrigálni kell, a jelenség általában csökkenti a tényleges dózisteljesítmény értékét.

A radioaktív elemtartalom számos módszerrel vizsgálható. Leggyakrabban gamma-spektroszkópiát, neutron aktivációs analízist (NAA) vagy induktív csatolású plazma tömeg spektroszkópiát (ICP-MS) alkalmaznak ilyen célra. Mindemellett a K-tartalom mérhető atom abszorpciós spektrometria (AAS), illetve béta számlálás segítségével is, míg az U és Th fajlagos aktivitása alfa számlálásos technikával is meghatározható

2.3.2. Kozmikus sugárzás:

A radionuklidok bomlásából származó sugárzással összehasonlítva a kozmikus sugárzás hozzájárulása a dózisteljesítményhez általában nem jelentős, de számolni kell vele. A földfelszínre érkező másodlagos kozmikus sugárzás ún. gyenge (elektronok) és erős (müonok) komponensekből áll. A gyenge komponens általában a talajréteg felső 50 cm-ét járja át, míg az erős komponens a földrajzi szélességtől függően akár 10 m mélységig is lehatol, azonban intenzitása a mélységgel exponenciálisan csökken. Az átlagos kozmikus sugárzás dózisrátája a 40°szélességi körön, 1 m-es mélységben 0,15 Gy/ka, amely az átlagos összdózisteljesítmény mintegy 5-10%-át teszi ki (Aitken 1985). A kozmikus sugárzás direkt mérése nehézkes, in situ TLD dozimeterekkel a gamma sugárzási komponenssel együtt lehetséges, de időigényes. A földrajzi koordináták, tengerszint feletti magasság és a felszíntől számított mélység, valamint a közeg sűrűsége alapján Prescott és Hutton (1988, 1994) tapasztalati képlete alapján azonban viszonylag egyszerűen számítható.

2.3.3. A víztartalom hatása a dózisteljesítményre:

A szemcsék közötti pórustérben lévő víz befolyásolhatja a dózisteljesítményt, hiszen mintegy leárnyékolja a szemcséket, azaz elnyeli a sugárzás egy részét. Ebből következik, hogy minél nagyobb a nedvességtartalom, annál kisebb dózisteljesítménnyel kell számolni. Zimmerman (1971) megállapította, hogy szilikátok esetében a víz abszorpciós együtthatója 50 %-kal magasabb az alfa-sugárzás, 25 %-kal magasabb a béta-sugárzás és 14 %-kal magasabb a gamma-sugárzás kapcsán.

A nedves üledékre korrigált dózisteljesítmény számítása során általában az in situ, vagy az üledék képződése óta eltelt időre becsült átlagos nedvességtartammal kalkulálnak. A maximális nedvességtartamot is érdemes meghatározni, hiszen ezzel megadható a

nedvességtartalom hatásának felső értékét. A dózisteljesítmény komponenseinek nedvességtartalommal korrigált értékeit az alábbi képletekkel lehet számítani.

$D_{\alpha} = D_{\alpha\ dry} / (1+1{,}50*W*F)$

$D_{\beta} = D_{\beta\ dry} / (1+1{,}25*W*F)$

$D_{\gamma} = D_{\gamma\ dry} / (1+1{,}14*W*F)$

Ahol W jelöli a porozitást, míg F a telítődés mértékét. Jelentős változást okozhat a korban a víztartalom, hiszen átlagos elemkoncentráció mellett és 10 Gy paleodózis esetén, akár 15 %-nyi eltérés is mutatkozhat abban az esetben, ha 10, vagy 20 %-os víztartalommal számolunk. A legideálisabb, ha különböző évszakokban is történik nedvességmérés. Mindemellett ha valószínűsíthető időben a víztartalom változása, akkor azzal is számolni kell. Mivel a nedvességtartalom becslése, illetve extrapolálása a teljes időszakra sok bizonytalanságot rejt magában, ezért gyakran akár 50 %-os hibával is számolnak esetében, így ez a paraméter járul hozzá leginkább az összes dózisteljesítmény hibájához.

2.4. Az OSL kormeghatározás során felmerülő legfontosabb problémák fluviális, illetve fiatal üledékek esetében

Az OSL mérések során mért egyenértékdózis több tényezőtől is jelentősen függ a fluviális és/vagy fiatal üledékeken esetében. Ezek közül ki kell emelni a részleges kioltódás és a termális transzfer jelenségeit, melyek akár jelentősen is befolyásolhatják a kapott eredményt.

A lumineszcens jelek kioltódását számos tényező befolyásolhatja, a napfényen eltöltött idő hossza, az üledékszállítás módja és távolsága, a szállítási folyamat esetleges megismétlődése, az ásványos összetétel, illetve a szemcsék nagysága (Alexanderson 2007, Rittenour 2008). Fluviális környezetben a részleges kioltódással gyakrabban kell számolni, mivel a víz árnyokoló hatása jelentős, illetve a szemcsék a szállítódás során aggregátumot képezhetnek, mely gátolhatja a kioltódást.

Adott mintaterületen a részleges kioltódás tényét és esetleges nagyságát kétféleképpen lehet megállapítani: Recens üledékek elemzésével, melyek hasonló környezetből származnak, mint az ismeretlen korú minták (Murray et al. 1995, Olley et al. 1998, Stokes 2001). Így a meghatározott egyenérték dózis összehasonlítható a közvetlenül

mért reziduális dózissal. A kor túlbecslésének elkerülésére statisztikai eljárások is alkalmazhatók, melyek segítségével az egyszemcsés, vagy a kis mintaátmérőkkel elvégzett több szemcsés mérések közül kiszűrhetők a részlegesen kioltódott, ezért az átlagosnál magasabb dózist mutató adatok. (Olley et al. 1998, Galbraith et al. 1999, Lepper et al. 2000, Fuchs and Lang 2001, Galbraith 2005 Fusch et al. 2005).

A folyórendszerekben a kioltódás mértéke térben lényegesen változhat és függhet az üledék típusától is, ezért fontos a hosszabb szakaszok, illetve a különböző szemcseméretek vizsgálata. A Loire folyó recens üledékeit vizsgálva Stokes et al. (2001) megállapította, hogy a 100 km hosszú, felső szakaszon, a reziduális dózis 14,0 Gy-ről 3,3 Gy-re csökkent, míg 300 km-re a forrástól a 0,3 Gy-t is alig érte el. Hasonló, de mégis magasabb értékeket kapott Jaiswal et al. (2009) a szubtrópusi Kaveri folyón elvégzett vizsgálataikban. Az eredmények 0,3-1,2 Gy D_{res} értékeket mutattak, ami számításai alapján 200-1000 éves túlbecslésnek felel meg. Mindazonáltal arra is rámutattak, hogy jelentős térbeli különbségek adódhatnak az árvizek és az általuk megmozgatott idősebb üledékek akkumulációját követően. Fiebig és Preusser (2007) kutatásuk során a Duna bécsi szakaszán viszonylag magas reziduális értékeket kaptak (6,1±0,2 Gy), amit főként antropogén hatással magyaráztak. A folyó további bevágódásának megakadályozására különböző üledékeket szállítottak a folyóba, azonban ezen szemcsék reziduális jele viszonylag magas volt.

A szemcseméret és az ásványi összetétel jelentősége a kioltódás szempontjából széles körben tárgyalt témakör a szakirodalomban (lásd pl. Olley et al. 1998; Wallinga et al., 2001; Colls et al., 2001; Vandenberghe et al., 2007,). Az ásványokat tekintve a kvarcot sokkal inkább preferálják a földpátokkal szemben fluviális üledékek kormeghatározása során, hiszen esetükben jelentősen rövidebb idő alatt végbemegy a természetben a kioltódás, így alacsonyabb reziduális szinttel kell számolni (Rittenour 2008).

A szemcseméret kapcsán elmondható, hogy a korábbi vizsgálatok alapján a homok frakció esetén a természetes kioltódás általában teljesebb, mint az iszap frakció esetén (Hu et al. 2010, Vandenberghe et al., 2007; Alexanderson, 2007 Lowick et al. 2010). Ez egyrészt azzal magyarázható, hogy a többször is átdolgozásra kerülő görgetett üledéket kisvízkor a zátonyok felszínén több alkalommal is direkt napsugárzás érheti. Másrészt mindeközben a finom, lebegtetve szállított szemcsék gyorsabban haladnak keresztül a rendszeren, illetve aggregátumokat képeznek lerakódáskor így kisebb az esélye, hogy megfelelő mértékben éri őket napfény (Hu et al. 2010).

A részleges kioltódáshoz hasonlóan túlbecslést idézhet elő a termális transzfer jelensége is, ami fiatal minták esetében akár jelentős hatással is lehet. A túlbecslés mértéke

elérheti a néhány Gy értéket is (Li and Li, 2006; Jain et al, 2004). A különböző fluviális fáciesekből származó üledékek esetén a termális transzfer nagysága jelentősen eltérhet Ward et al. (2003) vizsgálatai alapján, értéke 220 °C-on akár az 15 Gy-t is elérheti, miközben az eolikus minták kevésbé bizonyultak érzékenynek a termális transzfer szempontjából. Truelsen és Wallinga (2003) részletesen vizsgálta a termális transzfer hatását fluviális homok üledékek különböző szemcsefrakciói esetén. Bár az értékek 0,2-0,5 Gy között szóródtak 200 °C-on, érdemi összefüggést a szemcseméret és a termális transzfer értéke között nem találtak.

2.5. Folyóvízi árterek és teraszok

2.5.1.Az árterek fejlődésének általános kérdései

Az folyóvízi ártér több megközelítésből is definiálható. Hidrológiai értelemben az ártér az sáv a folyók mentén, amelyet bizonyos gyakorisággal az árvizek elöntenek (Brown 1997). A geomorfológiai értelmezés szerint olyan folyóvízi formákkal jellemezhető felszín, melyeket aktívan formál a folyó (Lóczy 2013). Beszélhetünk még topográfiai megközelítésről, amely a felszín domborzati viszonyait veszi alapul és csupán a folyó mentén elterülő síkságot nevezi ártérnek (Wolman és Leopold 1957, Marriott 2004), azonban nem számol azzal, hogy az árterek nem tökéletes síkságok (Lóczy 2013). Nanson és Croke (1992) megalkotta a genetikus ártér definíciót, amely szerint az ártér olyan alluviális forma, amelyet a medertől partélek választanak el és főként vízszintesen rétegzett üledékekből áll. Ehhez kapcsolódóan a geológiai és szedimentológiai definíció szerint az ártér az a meder menti felszín, amelyet folyóvízi üledékek borítanak (Hudson 2003). Mindezeken túl Lóczy et al. 2012 tájökológiai értelmezésében az ártér olyan a mederhez kapcsolódó zóna, amely főként vizes élőhelyként funkcionál és ökológiai folyosóként működik.

A klíma változása jelentős hatással lehet a folyódinamikai folyamatok alakulására, hiszen a megváltozó klíma, a csapadékosabb időjárás befolyásolja a víz- és hordalékhozamot, ezáltal a medermintázatot és a munkavégző képességet (Leopold és Wolman 1957, Bridge 2003). Ezekre a változásokra a folyó hosszabb, vagy rövidebb távú válaszokat adhat. Mindemellett a tektonikus változások, süllyedés és kiemelkedés is jelentős hatással lehet az ártérfejlődésre, hiszen ezek következtében szintén megváltozik a folyó esése, ezáltal munkavégző képessége.

A fenti folyamatok hatására, amennyiben azok a munkavégző képesség növekedésével járnak, megindul a folyó bevágódása ezáltal az alacsonyabb és magasabb

ártéri szintek elkülönülése, melyek később további bevágódás következtében teraszokká is válhatnak, azaz felszínükön megszűnik a folyóvízi felszínformálás.

Az árterek formálódása lényegében két részre bontható, oldalirányú (laterális) és függőleges (vertikális) folyamatokra. Wolman és Leopold (1957) arra a következtetésre jutott, hogy 80-90% az oldalazó erózió határozza meg az árterek fejlődését, ezért kezdetben jelentősebb folyamatnak az jelölték meg a különböző szerzők (Nanson és Croke 1992, Wolman és Leopold 1957, Károlyi 1960, Somogyi 1974).

Az 1970-es évektől nagyobb hangsúlyt fektettek a vertikális folyamatok kérdéskörére is. Felmerült, hogy az ártereket oldalirányú és függőleges felhalmozódási folyamatok is kialakíthatták, azonban az oldalirányú folyamatok hatással lehetnek a függőleges felhalmozódásra (Schumm 1977).

2.5.2. A Duna futásirányváltozásai és teraszrendszereinek kialakulása

A Duna a pliocénben ÉNy-ról DK felé haladva a Bécsi-medence fokozatos feltöltése után az Ebenfurti-kapun keresztül lépett be a Kárpát-medencébe, ahol azonban a kisebb folyók hordalékkúpjai elzárták az utat, így dél felé kanyarodva a Horvát-Szlavón-beltóba torkollot. A pliocén végén az Ebenfurti-kapuból a Brucki-, majd a Dévényi-kapuba helyeződött át a vízátvezetés a Kárpát-medencébe (Somogyi 1967, Borsy 1989, 2007).

A hazai geomorfológiai kutatás egyik kulcskérdése a Duna folyásirányának Alföldre történő áttevődése. Somogyi (1974) szerint a pliocén végi szerkezeti mozgásokkal kapcsolatos a Duna folyásirányának a Visegrádi-szorosba való áttérése. Szerinte a Gödöllő-Szolnok-Titel tengelyű erőteljes süllyedés az oka ennek. Azonban Mezősi (2011) rámutat, hogy a folyásirány áthelyeződésnek más okai is lehetnek, úgy mint a hordalékkúpról történő lecsúszás, vagy a Kisalföld-peremi bazaltvulkanizmus. A talán leginkább elfogadott nézet szerint a Visegrádi-szorosban korábban is voltak kisebb folyók és a Duna csupán átöröklötte ezt a lefolyási irányt a pleisztocén elején. Az újabb kutatások azonban arra engednek következtetni, hogy a Duna csak a késő pleisztocénben jelent meg a területen (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2006).

A Visegrádi-szorosból kilépve az Ős-Duna az Alsó-Tisza-vidék északi területei felé vette az irányt, majd egészen a pleisztocén végéig a mai Maros-torkolat vidékén elhelyezkedő süllyedési központ volt az erózióbázisa. A mai É-D-i futásirányába a pleisztocén végén kezdett el fordulni, amikor a Budapesttől délre lévő Dunamenti síkvidék területe süllyedni kezdett, illetve a dél-alföldi, Szeged környéki terület süllyedése viszont lelassult. Ezek a folyamatok időben nem egyszerre, inkább szakaszosan mehettek végbe

(Somogyi 1997). A mai É-D-i irányba történő áttevődésére több elmélet is született (Mezősi 2011). Egyrészt a Duna-Tisza köze már akkor is kiemelkedettebb volt a környezeténél és még ezen felül a folyó jelentős hordalékkúpot is épített, így indokolt volt az onnan történő lecsúszás. Jámbor (2001) a folyóra ható Coriolis-erőt nevezte meg a futásirány módosító tényezőjének. Mindemellett a tektonika szerepét is ki kell emelni az irányváltás tekintetében, hiszen a bajai és a kalocsai süllyedék Jaskó és Krolopp (1991) adatai alapján 30-40 000 évvel ezelőtt aktiválódhatott.

A futásirány változása mellett a teraszképződés, illetve a teraszok kora is kulcskérdés. Kezdetben a teraszokat nem különítették el az egyes ártéri szintektől, így Cholnoky (1941) például 3 morfológiai szintet különített el az Alföldön, a legalsó alluviális szintbe sorolva az összes egykori ártéri felszínt és a magasabban fekvő teraszfelszíneket is. Bulla (1941) amellett, hogy hat szintet figyelt meg a folyó középhegységi szakaszán már elkülönített egy olyan legalsó szintet is, amelyet nem tekintett igazi terasznak az árvízi elöntések miatt és óholocén korúnak tekintette. Később Pécsi (1959) rámutatott arra, hogy a Duna árterén valószínűleg két alacsony, nem ármentes felszín különíthető el. Ezek közül a magasabbat I. számú teraszként azonosította, kialakulásának idejét pedig újholocén korúnak tekintette (Pécsi 1959). Az alacsonyabb felszínt magas ártérnek nevezte ezt kettős tagolást kibővítette az alacsony ártéri szinttel is. Egy későbbi tanulmányában azt állapította meg, hogy az ártéri szintek között nem lehet jelentősebb korkülönbséget tenni (Pécsi 1967). A továbbiakban ezek a kutatások képezték az ártéri szintek kutatásának alapját csupán a módszerek fejlődésével pontosabban meg lehetett határozni az egyes szintek kialakulási idejét. A legutóbbi eredmények alapján Gábris et al. (2012) a magas ártér kiformálódását a szubboreális fázis idejére, míg az alacsony ártér kialakulását az ezt következő időszakra helyezi.

A Duna teraszképződését a középhegységi szakaszon kezdetben döntően klimatikus okokhoz kötötték, azaz az ártér képződési fázist a glaciális, a bevágódást az interglaciális időszakokra tették (Bulla 1941). Később maga Bulla (1956) kérdőjelezte meg ezt a feltevést és egyre inkább a klíma és a tektonika együttes hatásaként értékelte a folyamatot. Ezt erősített meg Pécsi (1959) is, aki első sorban paleontológiai vizsgálatok alapján jutott erre a következtetésre. A kormeghatározási módszerek fejlődésével lehetőség nyílt modern kormeghatározási módszerekkel datálni a Duna-teraszokat (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2005, Gábris 2007). Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2005) felhívták a figyelmet a teraszok datálásának nehézségeire, ugyanakkor arra a következtetésre jutottak, hogy az éghajlati változások mellett a függőleges kéregmozgások is hatással lehettek a teraszképződés folyamataira. A

negyedidőszakban a tektonikai mozgások hatására az Alföldön 3 fő medence alakult ki (Jászság-medence, Körös-medence, Dél-Tisza-völgy), ezek mellett néhány kisebb süllyedék is létrejött, amelyek csak rövidebb ideig voltak aktívak, úgy mint az észak-dél irányban elnyúló Kalocsa-Bajai süllyedék. Aktivitása Pécsi (1967) alapján a pleisztocén végére tehető, de valószínűleg még a kora-holocénben is intenzív volt a süllyedése (Pécsi 1967). Mindez jelentősen befolyásolhatta a Duna futásirányát, ebben az időszakban alakította ki a Dunamenti-síksági szakaszát.

A mai észak-déli futásirány kialakulásának idejéről és folyamatáról kevés információnk van. Pécsi (1967) szerint a késő pleisztocénben ment végbe ez a folyamat. Valószínűleg a tektonikus folyamatok játszották a legnagyobb szerepet ebben az időszakban, mint ahogy arra számos korábbi kutatás is rávilágított (Somogyi, 1974; Borsy, 1992; Gábris 2007). A geomorfológiai egységeket és a terasz anyagokat vizsgálva Pécsi (1959, 1967) az alábbi következtetésekre jutott: 1) a dunai alföld északi része, a Csepel-Solti sík idősebb, mint a déli, vagyis a Kalocsai-sík, valamint 2) a felső 10-20 m-es üledékréteget teljesen átdolgozhatta a Duna oldalirányú mozgása során. Mind a két területen azonosítható magas és alacsony ártéri szint is. Pécsi (1967) szerint az alacsony és magas ártéri üledékek nem választhatók el korban egymástól és a magas ártér fejlődése egyértelműen a késő-pleisztocén süllyedéshez köthető.

Eddig a terület ártéri fejlődését leginkább geomorfológiai elemzéssel rekonstruálták, alig van számszerű adat a nagy ártéri felület üledékeiről és formáiról. Ilyen szempontból kivétel Sümegi et al. (2011) akik szerint a Kolon-tó valószínűleg egykori Duna- meder volt a Duna-Tisza közének keleti felén. Sümegi et al. (2011) Kolon-tavi üledékeket vizsgált radiokarbon módszerrel, mely alapján azt a következtetést vonta le, hogy a tavi üledékképződés 27 ezer évvel ezelőtt kezdődött meg. Mivel erre az időpontra teszik a tavi üledékképződés kezdetét, ezért elmondható, hogy ekkor hagyhatta el a Duna a területet

2.6. A hullámtér-feltöltődés problémája és vizsgálata

A folyószabályozások és az árvízvédelmi gátak megépítse óta a hullámtér-feltöltődés fokozott problémát jelent. Már a folyószabályozások előtt is felismerték, hogy a folyómeder közvetlen közelében intenzívebb a felhalmozódás, mint a távolabb eső térszíneken. Cholnoky (1941) elsőként hívta fel a figyelmet a hullámtéri akkumuláció következményeire. Kínai kutatásai során a Huang-ho folyót vizsgálva adaptálta az eredményeket a magyarországi folyókra is.

Az akkumuláció vizsgálatára számos módszert alkalmaznak a nemzetközi szakirodalomban. Gyakran szemcseösszetételi és szedimentológiai vizsgálatok segítségével határozták meg az akkumuláció mértékét (Medioli et al. 2003, Constantine et al. 2005). Emellett elterjedt a pollenanalízis (Baker et al. 1993, Brooks és Grenier 2001), illetve a különböző radiometrikus kormeghatározási módszerek, úgy mint ^{210}Pb (pl.: Brugam 1978, Brush et al. 1982, Clark és Patterson 1984, Thorndycraft et al. 1998), ^{137}Cs (Clark 1986, Thorndycraft et al. 1998), illetve ^{14}C (Bradbury és Waddington 1972, Brugam 1978, Weninger és McAndrews 1989, Ekdahl et al. 2004, Constantine et al. 2005) alkalmazása is.

A hazai szakirodalomban a kutatások főként az üledékek osztályozottsága, szemcsemérete alapján vizsgálták a hullámtér-feltöltődés mértékét. Károlyi (1960) a Felső- és Közép-Tiszán végzett vizsgálatokat, amelyben megállapította, hogy a Záhony és Tiszabercel közötti szakaszon a hullámtéren helyenként 1-1,6 m-es feltöltődéssel is lehet számolni, míg Szolnok térségében valamivel kisebb 0,8-1,5 m-es feltöltődés volt jellemző a szabályozások óta. Az Alsó-Tiszán Sándor és Kiss (2006) szemcseösszetételi adatok alapján vizsgálta a hullámtéri akkumulációt száz éves időszakra vonatkoztatva. Eredményeik alapján Mártélynál a hullámtér-feltöltődés mértéke a vizsgált időszakban átlagosan 0,3 cm/év volt. A Duna rezéti holtága esetében Somogyi (1974) végzett feltöltődés vizsgálatokat melyek segítségével kimutatta, hogy a holtág átlagosan 10 m-t keskenyedett az 1903-1925 közötti időszakban, amely főként a part menti sávok feltöltődésének volt köszönhető.

A 2000-es évektől a növekvő árvizi szintek miatt egyre több kutatás foglalkozik a problémával, de főként a Tiszára vonatkozóan. Braun et al. (2003) elsőként alkalmaztak hazánkban ^{137}Cs izotópos vizsgálatokat az üledékek datálására, segítéségével 2-3 cm/éves feltöltődést azonosítottak Szolnok térségében. Sándor és Kiss (2006) az üledékek mágneses tulajdonságai alapján vizsgálta Nagykörű és Szolnok térségében a feltöltődés mértékét. Szolnoknál 2001 és 2003 közötti időszakban 10,8 cm/éves, míg Nagykörűnél lényegesen kisebb 0,4 cm/éves akkumulációt azonosítottak az 1985-2005-ös időszakra vonatkoztatva nyilván, mert valószínű különböző morfológiájú pontokon mértek. Gábris et al. (2002) Tiszadob és Tiszaszederkény közötti szakaszon 120 évre vonatkozóan határozták meg a hullámtéri akkumuláció mértékét digitális domborzatmodell segítségével, a hullámtér és a mentett oldali területek magasságkülönbségének meghatározásával. Számításaik alapján átlagosan 0,375 cm/éves feltöltődéssel kell számolni az adott szakaszon.

Mivel a Duna lebegtetett hordalék koncentrációja lényegesen alacsonyabb, mint a Tiszáé ezért rá vonatkozóan kevés ilyen jellegű vizsgálat lelhető fel, és ezek is elsősorban holtágak és mellékágak feltöltődésére szorítkoznak. Tamás és Kalocsa (2003) A már említett

Somogyi (1974) féle kutatást egészítették ki azzal, hogy a Rezéti Duna mellékág 2030-2050 között valószínűleg teljesen feltöltődik. Szabó (2007) 2003-2004 között vizsgálta a Szigetközben a Duna elterelését követő környezeti változásokat. Az övzátonyok öntésanyagának szemcseösszetételét és vastagságát, illetve a növényzet átalakulását vizsgálva arra jutott, hogy mintegy 5-40 cm-es üledékréteg rakódott le 1993 óta a mederben.

3. VIZSGÁLATI TERÜLET

3.1. A Duna vízrendszerének általános jellemzése

A 2860 km hosszúságú Duna Európa második legnagyobb folyója, a Fekete-erdőben ered és a Fekete-tengerbe torkollik. Vízgyűjtőterülete mintegy 800 000 km^2. Folyásirányban lefelé 10 országon halad keresztül, magyarországi szakasza 417 km. A Kárpát-medence vízrajzának meghatározó eleme (Frisnyák 1977). A Duna három fő szakaszra tagolható: 1) a forrástól a Morva torkolatáig húzódó Felső-Duna, 2) a Kárpát-medencét átszelő Középső-Duna, illetve 3) a Vaskaputól a fekete-tengeri torkolatig tartó Alsó-Duna (Pécsi 1967, Frisnyák 1977).

Szakaszjellege alapján Magyarország területén további egységekre bontható a folyó. Pozsony és Gönyü között alsószakasz jellegű, hiszen az eséscsökkenés miatt hordalékát lerakja és felépíti kisalföldi hordalékkúpját. A bősi vízlépcső megépítése előtti, zátonyokkal tagolt fonatos főmederből két nagyobb (Kis-Duna és Mosoni-Duna) és számos kisebb mellékág ágazik ki. Gönyü és Esztergom között kanyarogva bevágódó jelleget ölt, míg Esztergom és Vác között egyértelműen bevágódó, felsőszakasz jellegű (Károlyi 1960, Frisnyák 1977). A folyó a Visegrádi-szoroson keresztül lép az Alföldre és fordul É-D-i irányba. Vác és Budapest, illetve Budapest és Paks között egyrészt mederközepi szigetek és zátonyok jellemzik a medret, másrészt ezen a szakaszon is több nagyobb mellékág ágazik ki belőle így létrehozva a Szentendrei- és a Csepel-szigetet. A Duna számos kisebb szigetet is kialakított ezen a szakaszon, melyeket a folyamszabályozási munkák során a mellékágak elzárásával megszűntek. Pakstól a folyó már inkább középszakasz jelleget ölt, eredeti állapotában a szabályozásokat megelőzően meanderező mintázatot mutatott egészen az országhatárig (Frisnyák 1977 és Pécsi 1967).

A meder szélessége igen tág határok között változik, befolyásolja a folyó szakaszjellege, a meder és a partok anyaga valamint az antropogén beavatkozások is. Közepes vízálláskor a szélesség 260-550 m között változik a folyó mentén.

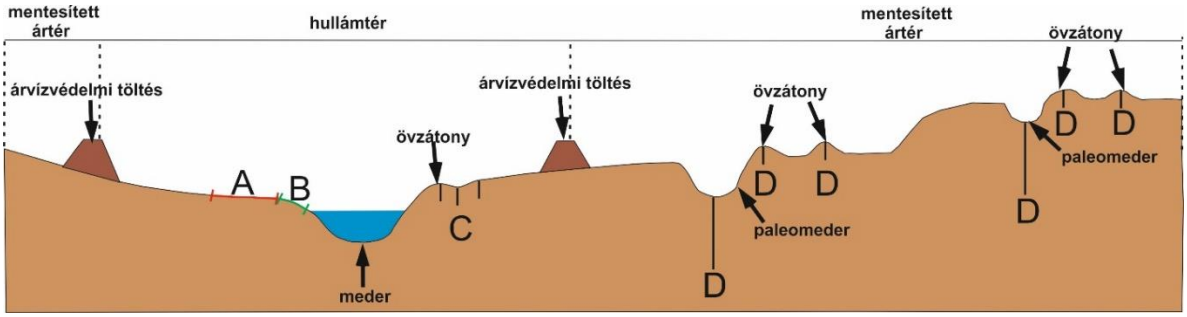
A Duna magyarországi szakaszának vízjárására jellemzően az alpi csapadék és hóolvadás van a legnagyobb hatással, így minden évben két árvíz vonul le, a kora tavaszi jegesár és a kora nyári zöldár (VITUKI 1971). A jeges árvizek jellemzően rövid szakaszokon jelentkeznek, viszont hirtelen duzzasztják a folyó vízszintjét. Ezzel szemben a nyári, hóolvadásból származó árvizek lassan alakulnak ki, sokáig elhúzódhatnak és az egész folyón végigvonulhatnak (Pécsi 1967). Az éves közepes vízhozam adatok a Duna magyarországi szakaszán 2100 és 2400 m^3/s között változnak (Konecsnyi 2014).

A Felső-Dunán főként a görgetett hordalékszállítás a jellemző, átlagos szemátmérő 15 mm, a Közép-Dunán ez az érték 10 mm-re csökken. Az osztrák szakaszról évente 400 000–600 000 m^3 görgetett hordalék érkezik a magyarországi szakaszra, amely azonban az esés csökkenés következtében fokozatosan lerakódik, így Gönyűnél már csupán 25 000 m^3 a görgetett hordalékhozam (Bogárdi 1971). Az esés csökkenés és a távolság növekedése következtében az átlagos szemcseátmérő is tovább csökken: Gönyűnél már csak 3 mm, míg Mohácsnál csupán 1 mm. Mohács után a betorkolló nagyobb folyóknak köszönhetően valamelyest növekszik (~5 mm) ez az érték. Az Alsó-Dunára vonatkozóan nem állnak rendelkezésre adatok. A lebegtetett hordalék koncentrációja a Felső-Dunán a legalacsonyabb (50-70 mg/l), a Középső-Dunán valamelyest növekszik (70-200 mg/l), míg az Alsó-Dunán igen jelentős, hiszen itt már akár 400 mg/l-t is elérheti (VITUKI 1971).

A Dunán a folyamszabályozások fő célja a folyó hajózhatóvá tétele volt. Ezért a munkálatok során 1886 és 1896 között a Dévényi-kaputól Gönyűig a számtalan mellékágra szakadt folyót egységes mederbe terelték, valamint megkezdték a mederkotrást és a sarkantyúk építését is. A Kisalföldön mintegy 5200 km2-nyi területet árvízmentesítettek, ezt a szakaszt 1137 km-nyi gáttal és 2576 km-nyi csatornával látták el. A budapesti szakaszon 16,7 km rakpartot építettek ki. Később 1896-tól Budapest alatt egységes középvízi szabályozást végeztek. Fajszig a kanyarulatok levágását követően kétoldali partbiztosítást építettek ki. A Dunán összesen 1200 km-nyi gát található (Somogyi 1997).

3.2. Mintaterületek

A kutatás során három vizsgálati terület típus különíthető el, egyrészt a mai Duna partja, ahonnan a recens mintákat, másrészt a Duna hullámterének övzátonyai és ártéri laposai, ahonnan a hullámtér-feltöltődés vizsgálatához szükséges mintákat, illetve a Duna árterének paleomedrei és azok övzátonyai, ahonnan az ártéri mintákat gyűjtöttük (9.ábra).



9. ábra: A vizsgálati területek, illetve a minták típusai egy elvi keresztszelvény mentén. A) recens finomszemcsés minták, B) a recens durvaszemcsés minták, C) a hullámtéri minták, míg D) az ártéri minták.

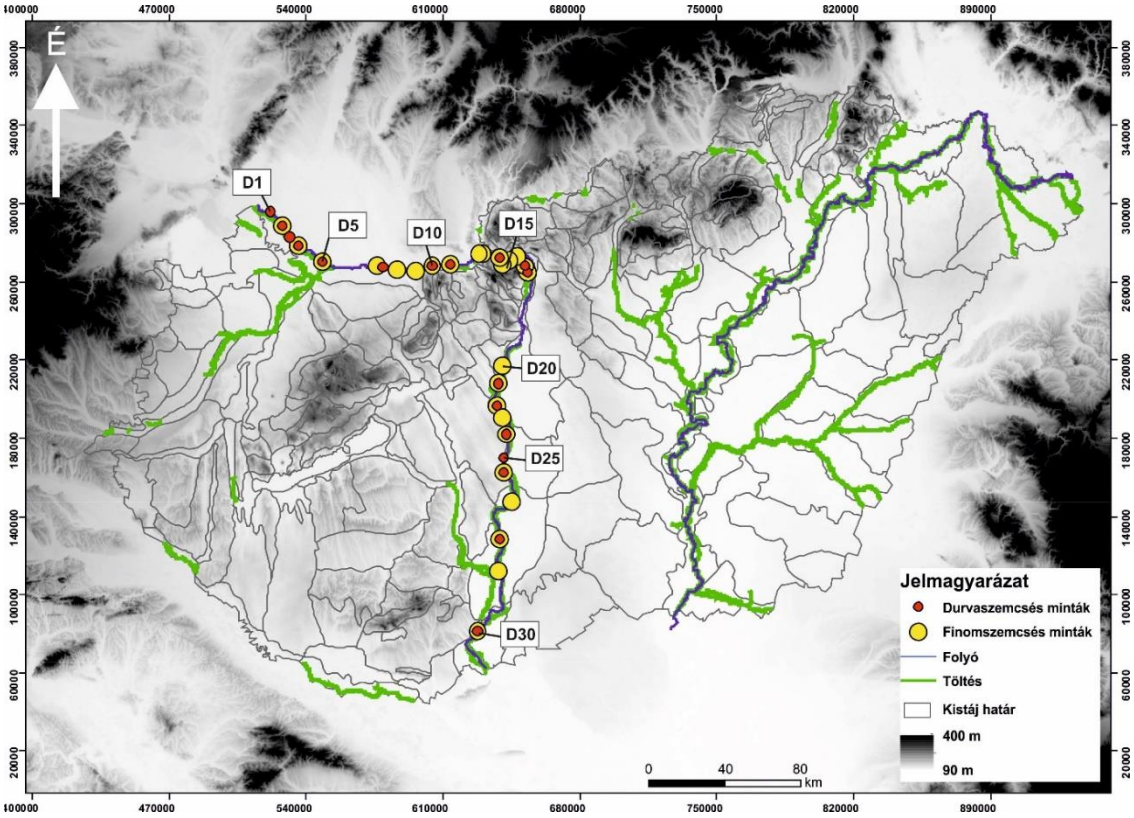
3.2.1. A 2013-as árvízi üledékek mintavételi pontjai

A recens minták vizsgálatára a Duna magyarországi szakaszán 30 mintavételi pontot jelöltünk ki (2. táblázat), ahonnan összesen 44 mintát gyűjtöttünk. A mintavételi pontokban lehetőség szerint mind homok szemcseméret tartományba tartozó mederüledékeket (18 db), mind pedig iszapos-agyagos ártéri üledékeket (26 db) is igyekeztünk begyűjteni (2. táblázat, 10. ábra). Az előbbieket az OSL kormeghatározás során alkalmazott eltérő feltárási és mérési eljárások miatt durvaszemcsés, míg utóbbiakat finomszemcsés minták elnevezéssel illetem a továbbiakban. A mintavételezés minden esetben a Duna jobb partján történt.

2. táblázat: A mintavételi pontok, illetve a gyűjtött mintatípusok elhelyezkedése a Duna magyarországi szakasza mentén.

Település	Terepi kód	fkm	Minta típusa*
Dunakiliti	D1	1835	D
Dunasziget	D2	1830	D+F
Dunaremete	D3	1825	D
Ásványráró	D4	1820	D+F
Nagybajcs	D5	1801	D+F
Koppánymonostor	D6	1772	F
Komárom	D7	1768	D
Szőny	D8	1765	F
Dunaalmás	D9	1755	F
Süttő	D10	1750	D+F
Nyergesújfalu	D11	1725	D+F
Esztergom	D12	1715	F
Szentgyörgymező	D13	1712	F
Pilismarót	D14	1700	D+F
Dömös	D15	1696	F
Visegrád	D16	1690	F
Dunabogdány	D17	1684	F
Tahitótfalu	D18	1675	D+F
Leányfalu	D19	1670	D+F
Százhalombatta	D20	1610	F
Ercsi	D21	1600	D+F
Adony-rév	D22	1597	D+F
Kulcs	D23	1592	F
Kisapostag	D24	1570	D
Dunaújváros	D25	1565	D+F
Dunaföldvár	D26	1560	D+F
Madocsa	D27	1545	F
Gerjen	D28	1535	D+F
Bogyiszló	D29	1522	F
Dunaszekcső	D30	1510	D+F

*F: finomszemcsés minta, D: durvaszemcsés minta



10. ábra: A mintavételi pontok elhelyezkedése a Duna magyarországi szakaszán.

3.2.2 Ártéri mintaterületek

Az ártéri szintek kialakulásának vizsgálatához a Kiskunsági-homokhát területén elhelyezkedő Kolon-tó mellől (Izsák, Páhi), valamint Kalocsai-Sárköz (Nagykékes, Alsóerek, Kalocsa, Öregcsertő, Fajsz), a Solti-sík (Dunavecse), Tolnai-Sárköz (Bogyiszló) területén található különböző ártéri formákhoz kapcsolódóan gyűjtöttem OSL mintákat.

3.2.2.1. A Kolon-tó melletti mintaterületek

A Kiskunsági-homokhát az Alföld középső vidékén fekszik. Északon a Pesti-hordalékkúpsíkság, keleten a Pilis-Alpári-homokhát és a Kiskunsági löszös hát, délen a Bugaci-homokhát, míg nyugaton a Solti-sík és a Csepeli-sík határolja. A szélhordta homokkal fedett hordalékkúpsíkság tszf magassága 94 és 140 m között változik. Felszínét főként párhuzamos elhelyezkedésű buckacsoportok uralják. Az eolikus formák a kistáj Ny-i oldalán a Duna árterének formáihoz kapcsolódnak, ezen a határon helyezkedik el a Kolon-tó is. A mintákat a kistáj nyugati határán elhelyezkedő Kolon-tó partjáról (Izsák) és a tó medencéjének D-i folytatásában elhelyezkedő mélyebb fekvésű, de homokos térszínről (Páhi) gyűjtöttük.

3.2.2.2. A Kalocsi-Sárköz területén elhelyezkedő mintaterületek

A Kalocsai-Sárköz az Alföld DNy-i felén fekszik. Északon a Solti-sík, keleten a Kiskunsági homokhát és a Bugaci homokhát, délen az Illancs, a Bácskai löszös síkság és a Mohácsi-sziget, nyugaton pedig a Tolnai-Sárköz, illetve a Közép- és Dél-Mezőföld határolja. Az ártéri szintű síkság 89 és 125 m közötti tszf-i magasságú. A terület enyhén D felé lejt a Mohácsi sík folyamatos süllyedése miatt. Az alacsonyártereken főként az iszapos-agyagos képződmények a jellemzőek, míg a magasártereket főként öntéshomok, öntésiszap, illetve helyenként lösziszap fedi. A terület vizeit a Duna bal partján a Duna-völgyi-főcsatorna, míg a jobb parton a Dunakömlődi-főcsatorna vezeti a Dunába. A kistájon belül 6 mintaterületet jelöltem ki, melyek a különböző ártéri szinteken helyezkednek el.

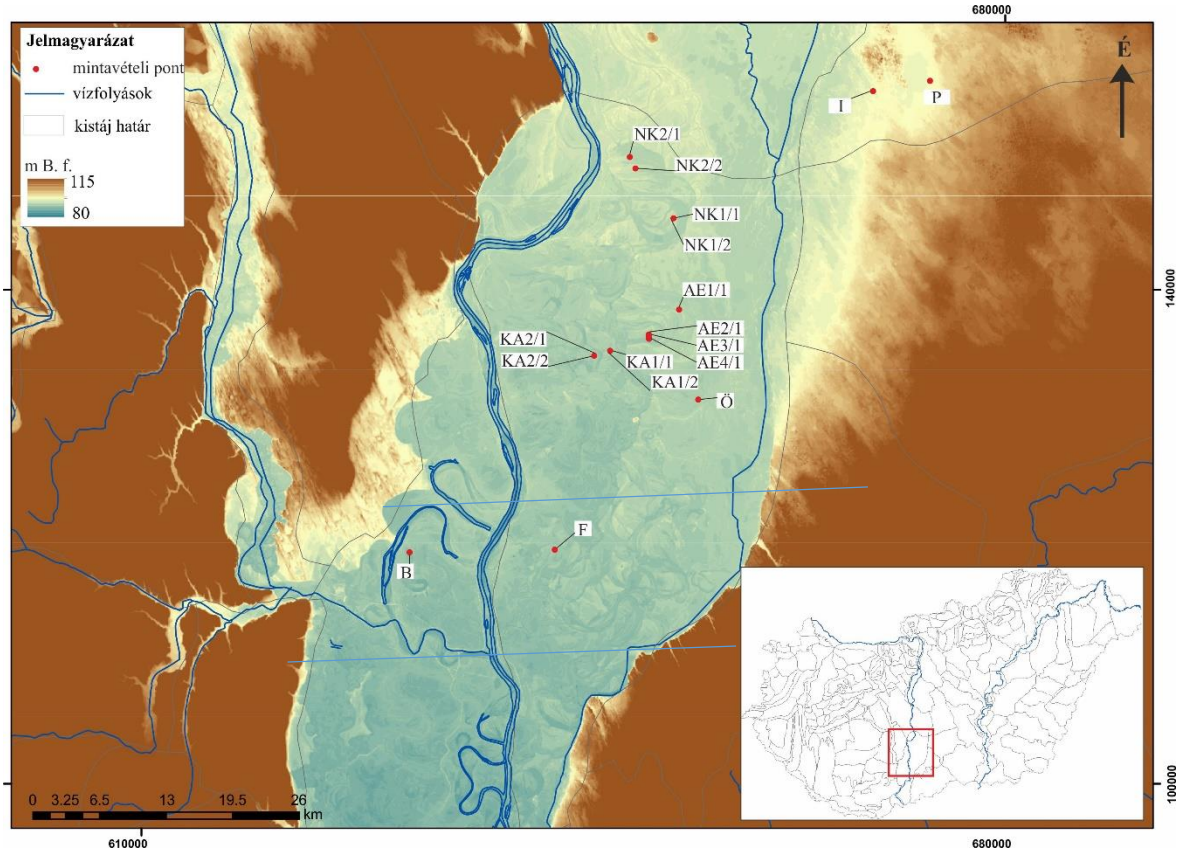
A kistáj északi részén található nagykékesi (NK) mintaterületen 4 fúrást mélyítettünk (NK1/1, NK1/2, NK2/1 és NK2/2). A mintaterület az ártér magasabb fekvésű területein fekszik. Mind a négy esetben a paleomedrek legfiatalabb övzátonyait mintáztuk meg. A felső két homokrétegből gyűjtöttünk mintát, így az NK1/1-es pontban 110 és 210 cm-ről, az NK1/2-es pontban 100 cm-ről, az NK 2/1-es ponton 110 és 260 cm-ről, míg az NK2/2-es mintavételi ponton 120 és 200 cm-ről történt a homokos OSL minták gyűjtése (10. ábra).

Az alsóereki mintaterületen (AE) két egykori mederhez kapcsolódó övzátonyokat mintáztunk. A vizsgált medersorozat látszólag a Duna-meder erőteljes Ny-ra tolódásának idején keletkezhetett, a medrek az alacsonyabb és magasabb ártéri felszín határán húzódnak. A K-i meder (AE1) esetében egy fúráspontban gyűjtöttünk mintát, mivel a terepen nehéz volt felismerni az övzátonyokat. A fúrásponton belül 3 OSL mintát gyűjtöttünk, 60, 130 és 190 cm-es mélységből (AE1/1, AE1/2, AE1/3). A Ny-i meder az alacsony és a magas térszín határán fekszik, itt 3 fúrást mélyítettünk (AE2, AE3, AE4), ahonnan 70, 70 és 110 cm-ről gyűjtöttünk durvaszemcsés OSL mintákat.

A kalocsai mintaterületen két eltérő méretekkel rendelkező paleomeder (KA1, KA2) övzátonyait mintáztuk meg. Mindkét forma az ártér alacsonyabb területén helyezkedik el. A K-i meder esetében 2 fúráspontot mélyítettünk, ahol az egyiknél 200 cm-ről (KA1/1), míg a másiknál 160 és 260 cm-ről (KA1/2) gyűjtöttük az OSL mintákat. A nyugati medernél is 2 övzátonyt mintáztunk meg, az első (KA2/1) esetében 70 és 170 cm-ről, míg a második (KA2/2) esetében 80 és 240 cm-ről, gyűjtöttünk homokmintákat (11. ábra).

Ezektől a pelaomedrektől DK-re található az öregcsertői (Ö) mintaterület. Itt egy alacsony fekvésű ártéri lapos területén mélyítettünk egy 10 m-es fúrást, amelyből a homokrétegeket mintáztuk meg 475, 645, 770 és 950 cm-es mélységben (11. ábra).

Az alsó szakaszon a Duna jobb és bal partján is történt mintagyűjtés Fajsz (F) és Bogyiszló (B) közelében. Mind a két helyszínen ártéri lapos került megmintázásra egy 10 m-es fúráson keresztül, ahol szintén a homokrétegekből vettünk mintát. Így Fajsznál 180, cm-ről, míg Bogyiszlónál 280 cm-es mélységből (11. ábra).



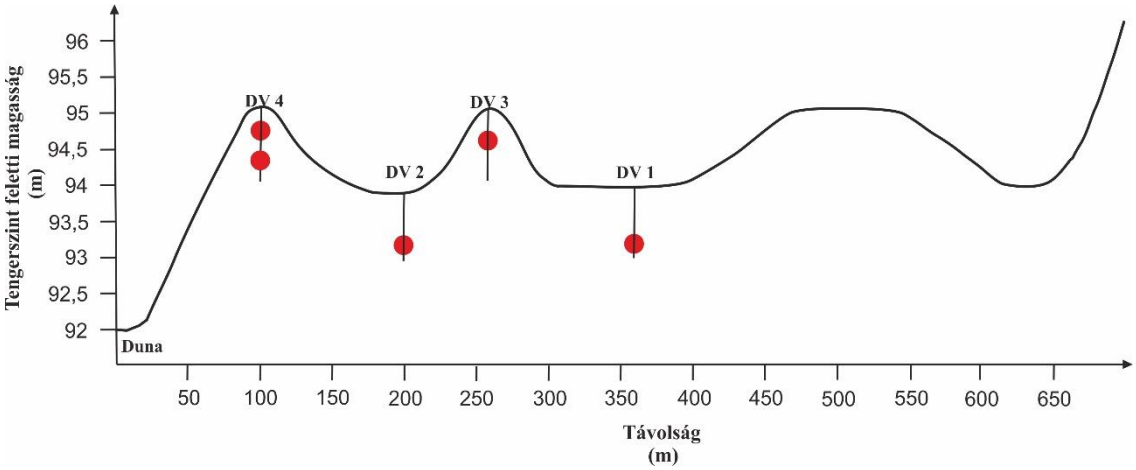
11. ábra: Az ártérfejlődés rekonstruálásához kiválasztott mintavételi pontok.

3.2.3. A hullámtéri mintaterület bemutatása

A hullámtér-feltöltődés vizsgálatához a Solti-sík területén elhelyezkedő Dunavecse melletti hullámtéri szakaszt jelöltem ki. A Solti-sík az Alföld Ny-i felén helyezkedik el. Északon a Csepeli-sík, keleten a Kiskunsági homokhát, délen a Kalocsai-Sárköz, míg nyugaton a Közép-Mezőföld határolja. A kistáj tszf-i magassága 93 és 124 m között változik. A felszínen öntéshomok és homokos-öntésagyag jellemző. A területet Ny-ról a Duna, míg K-ről a Duna-völgyi-főcsatorna északi része határolja.

A Második Katonai Felmérésen (1819-1867) jól látható, hogy Dunavecsénél a hullámtér szélessége hozzávetőleg 2 km volt. A Harmadik Katonai Felmérésen (1867-1887) a szabályozások miatt már csak egy keskeny sávban húzódik a hullámtér, melynek szélessége ~500 m volt. A szabályozások óta a hullámtér területe nem változott, a

mintagyűjtés során a dunavecsei mintaterületen összesen 4 fúrást mélyítettünk, melyek a hullámtéren az övzátonyokon és a közöttük lévő sarlólaposokban helyezkedtek el. Az első és második (DV1, DV2) a sarlólaposokban, míg a harmadik fúrás (DV3) az övzátonyon, illetve a negyedik (DV4) a partélen történt. A fúrások átlagosan 2 m mélységűek voltak és minden esetben 2 OSL mintát gyűjtöttünk az első két homokrétegből. A DV1-es pont esetében ez 70, illetve 170 cm-t, a DV2-es fúrásnál 180 és 210 cm-t, a DV3-nál 80 cm-t, míg a DV4 esetében 70 és 120 cm-t jelentett (12. ábra).



12. ábra: A dunavecsei hullámtéri terület kereszt-szelvénye és mintagyűjtési pontjainak elhelyezkedése.

4. MÓDSZEREK

4.1. Geomorfológiai térképezés

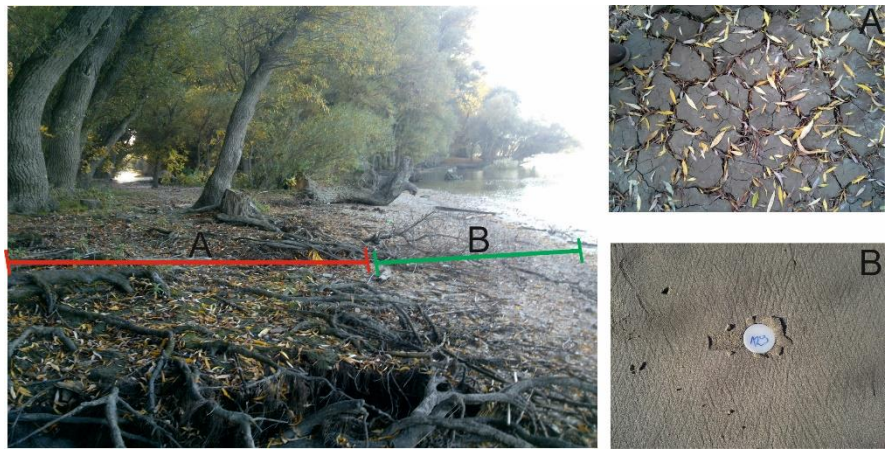
Az 1:10 000-es méretarányú topográfiai térkép segítségével elkülönítettem a paleomedreket és övzátonyaikat, illetve megrajzoltam a Duna jelenlegi futásirányát, valamint hullámterét. A Pécsi-féle geomorfológiai térkép (Pécsi 1972) alapján a főbb morfológiai egységeket: lehatároltam a Duna árterét, a Mezőség lösszel borított területét, valamint a futóhomokkal borított Duna-Tisza közi hátságot.

A Kalocsai-Sárközben lévő ártéri szintek azonosításához kezdeti lépésként az 1:10 000-es topográfiai térképet használtam, amelyen 9 darab hozzávetőleg 45 km hosszú 1 km széles szelvényt jelöltem ki. Az ArcMAP 10.1 programban digitalizáltam a szintvonalakat, majd a Topo to Raster eszköz segítségével domborzatmodellt készítettem. Végül a Zonal Statistics eszközzel kiszámítottam az átlag magasságokat, elkülönítettem az egyes ártéri szinteket és az eredményeket grafikusan ábrázoltam.

4.2. Mintagyűjtés

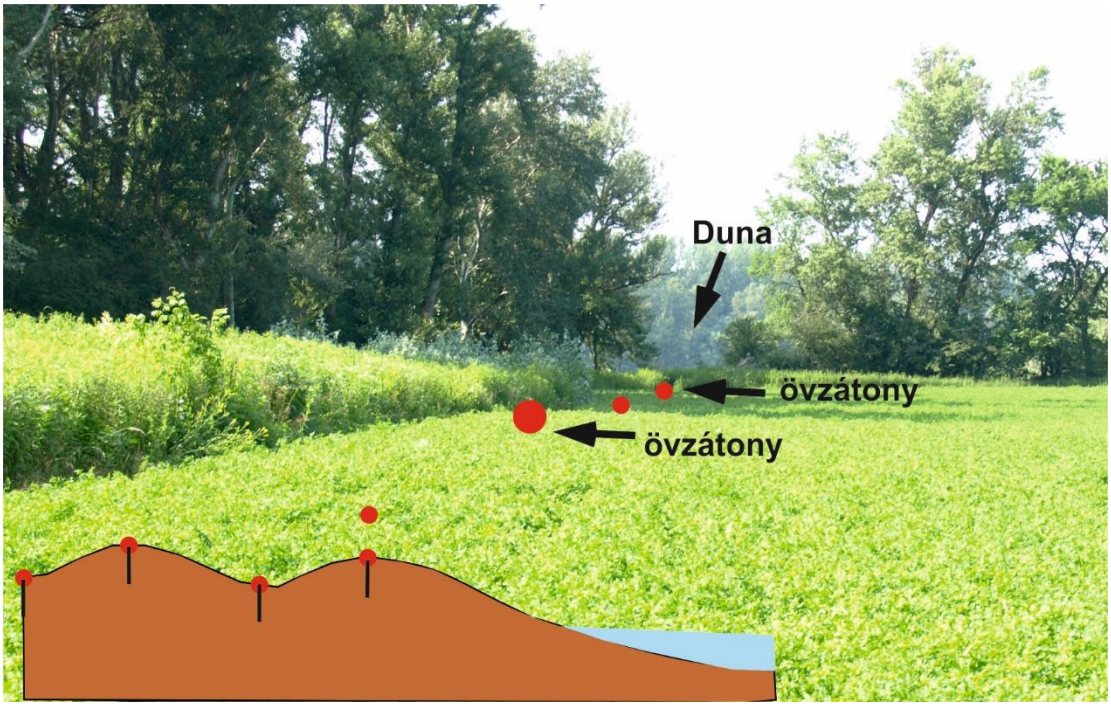
A mintagyűjtés során minden esetben törekedtünk arra, hogy az OSL minta mennyisége megközelítőleg 200 g legyen. A radioaktív dózisteljesítmény meghatározásához szükséges üledékmennyiséget (800-1000 g) az OSL minták közvetlen környezetéből gyűjtöttük.

A recens minták esetében az utolsó nagyobb árvíz (2013) által lerakott üledékeket mintáztuk meg, hiszen így ismert korú mintán lehetett vizsgálni a reziduális jelek mértékét, illetve mivel egy nagyobb árvíz során valószínűleg viszonylag rossz feltételek érvényesek a kioltódás szempontjából, így ezek a minták alkalmasak voltak a kortúlbecslés mértékének vizsgálatára. Ahol csak lehetőség volt rá iszapos és homokos mintákat is gyűjtöttünk. Az iszapos mintákat a hullámtér területéről, a medertől 10-100 méteres távolságban gyűjtöttük, a felső, jól elkülöníthető 2-5 cm vastag, üledékréteg óvatos leválasztásával. A homokos mintákat a meder partjáról gyűjtöttük, Eijkelkamp-féle bolygatatlan talajmintavevő patront alkalmazva (13. ábra).



13. ábra: Példa a recens minták mintagyűjtési helyére a Duna mentén. A: iszapos minták, 10-100 méterre a medertől, B: homokos minták: a meder partjáról.

A hullámtéri minták esetében az övzátonyokon és az övzátonyok közötti sarlólaposokban mélyítettünk fúrásokat az elő homokréteg eléréséig, ami általában 100-200 cm-t jelentett (14. ábra). A fúrásokat Eijkelkamp-féle kézi fúróval, illetve az ahhoz csatlakoztatható bolygatatlan mintavevővel végeztük el.



14. ábra: A dunavecsei hullámtéri mintavételi pontok elhelyezkedése.

A Kalocsai-Sárközben az ártéri mintaterületeken, ahol a paleomederek övzátonyai, illetve a köztük lévő sarlólaposok legfelső homokréteget mintáztuk meg (Alsóerek, Kalocsa,

Nagykékes) ott Eijkelkamp-féle bolygatatlan talajfúrót alkalmaztunk, hiszen ezekben az esetekben elegendő volt csupán néhány méteres fúrást mélyíteni. Öregcsertőn, a mederben, míg Fajszon és Bogyiszlón ártéri laposokban történt a mintagyűjtés, Red Hawk típusú vibrációs fúrót alkalmaztunk. A fúrások során a szelvények összes homokrétegéből gyűjtöttünk OSL mintát. A Red Hawk típusú fúró szára egyik oldalán nyitott volt, így a kiemelést követően egy teljesen elsötétített, fénymentes sátorba helyeztük a fúrószárat, majd a laboratóriumban is alkalmazott vörös fény mellett eltávolítottuk a minták felső rétegét, amelyet fény érhetett, melyet a radioaktív dózisteljesítmény meghatározásra szánt mintákhoz tettünk. Az OSL mintákat egy fénymentes zacskóba helyeztük, ezzel is kiküszöbölve az esetleges kioltódást (15. ábra).

15. ábra: Az ártéri minták mintagyűjtése. A: Red Hawk típusú vibrációs fúró alkalmazása Öregcsertőn, B: A mintázott terület rétegei 100-300 cm között.

4.3. OSL mintaelőkészítés

A laboratóriumban sárga (~580 nm), illetve vörös (~780 nm) fény mellett történt a minták előkészítése, mivel ezek a hullámhossztartományok kívül esnek a laboratóriumi, mesterséges stimuláció tartományán. A feltárás során durva- illetve finomszemcsés eljárást alkalmaztam. Minden esetben szükséges a minták külső 0,5-1 cm-es részének eltávolítása, amely nem használható lumineszcens kormeghatározásra, mivel fény érhette. A recens, finomszemcsés minták esetében az eltávolításához reszelőt alkalmaztam, hiszen ezek kompakt, tömörödött üledékek volta. Az Eijkelkamp típusú bolygatatlan patronban lévő minták mindkét oldaláról szintén eltávolítottam 1- cm-nyi részt. A Red Hawk típusú fúróval gyűjtött mintáknál a külső rész eltávolítása már a terepen megtörtént.

Az eltávolítást követően a durvaszemcsés mintákat 90-150, vagy 150-220 µm közötti szemcseméret-tartományra szitáltam szét. A finomszemcsés minták esetében a 4-11 µm-es frakciót választottam le, amihez ülepítéses eljárást alkalmaztam. A 11 µm-nél nagyobb szemcséket Atterberg ülepítő hengerben 20 cm-es vízoszlopban 30 perces várakozással választottam le, az ülepítést 3-szor ismételtem meg. A 4 µm-nél kisebb szemcsék leválasztásához centrifugát használtam. Ez esetben 6 cm-es vízoszlopban 500 rpm fordulaton 2 perces centrifugálást alkalmaztam (16. ábra).

A minták karbonát- és szervesanyag tartalmát mindkét mintatípus esetében 10 %-os hidrogén-klorid (HCl), illetve 10 %-os hidrogén-peroxid (H_2O_2) segítségével távolítottam el. A savas kezelés során mintánként változó mennyiségeket alkalmaztam (20-50 ml) a minta tömegétől függően. A kezelést addig ismételtem, míg a reakció meg nem szűnt. A művelet végén többszöri desztillált vizes átmosást követően a minta pH értékét semleges tartományba állítottam be (16. ábra).

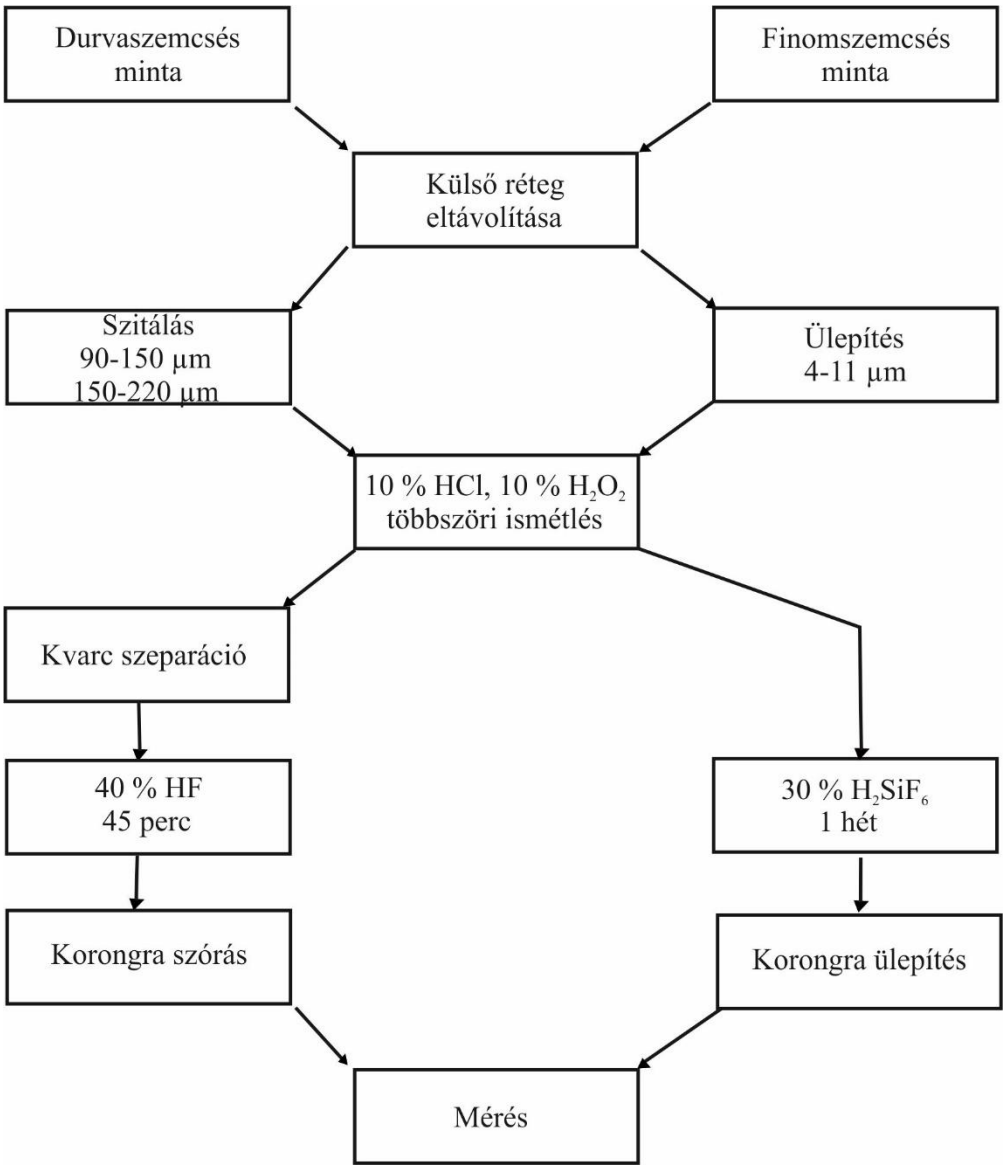
Az OSL vizsgálatokhoz kvarc szemcséket használtam. A durvaszemcsés minták esetében ezek elkülönítése állítható sűrűségű nátrium-politungsztanát oldattal (LST-Fastfloat) történt. Első körben a könnyű ásványokat választottam le, ekkor a folyadék sűrűségét 2,62 g/cm^3-re állítottam, ebben az esetben a kvarcnál könnyebb ásványok felúsztak a folyadékoszlop tetejére. Második körben a folyadék sűrűségét 2,68 g/cm^3-re állítottam, így leválasztva a kvarcnál nagyobb sűrűségű ásványokat. A folyamatot mindkét esetben centrifugálással (2000 rpm, 2 percig) gyorsítottam (16. ábra).

A következő lépésben 45 perces 40 %-os hidrogén-fluoridos (HF) kezelést kaptak a minták abból a célból, hogy az esetlegesen visszamaradt egyéb ásványi szemcséktől megtisztítsam őket, illetve a HF elmarta a szemcsék külső néhány µm-es rétegét, így a dózisteljesítmény meghatározása során kizárhatóvá vált az α-sugárzás hatása. A HF kezelést követően a mintát 3-szor desztillált vízzel átmostam, majd 10 %-os HCl-dal kezeltem 30 percig az esetleges HF maradék eltávolítása céljából. Ezt újabb desztillált vizes átmosás követte (5-6-szor) majd a pH-t semleges tartományba állítottam be. A szemcsék összetapadását megelőzendő 20 ml metanollal mostam át a mintákat (16. ábra).

A feltárási folyamat végén a mintákat 1 cm átmérőjű acél korongra szórtam, a mérések céljának megfelelő, különböző belső átmérővel rendelkező kör alakú maszkokat alkalmazva, így szabályozva a korongokra kerülő minta mennyiségét. A szemcsék korongra ragasztása Rütsch típusú szilikon spray segítségével történt.

A finomszemcsék esetében a kvarc szemcsék szeparálására 1 hetes hexafluoro-szilícium (H_2SiF_6) savas maratást alkalmaztam. Minden esetben 20 ml 35 %-os H_2SiF_6-ot

alkalmaztam. 1 hét elteltével a savat leöntöttem a mintákról, majd 20 ml 10 %-os HCl-os kezelést alkalmaztam 30 percig az esetleges H_2SiF_6 sav maradványainak eltávolítása céljából. Ebben az esetben is a desztillált vizes átmosást (5-6-szor) követően állítottam be a pH-t semleges tartományba. Végezetül a mintákat alumínium korongra ülepítettem acetonos szuszpenziót készítve korongonként 2,5 mg mintát és 2 ml acetont felhasználva. A szuszpenziót folyamatos keverés mellett pipettáztam rá az alumínium korongokra, melyeket az erre a célra rendszeresített üvegcsövekbe helyeztem el előtte. A csöveket 24 órára, 60 °C-ra melegített szárítószekrénybe helyeztem, így az aceton elpárolgott és a minta vékony filmréteget képzett a korongon (16. ábra).



16. ábra: A mintaelőkészítés folyamata homokos (durvaszemcsés), illetve iszapos (finomszemcsés) minták esetében.

4.4. OSL tulajdonságok vizsgálata

Az OSL mérések RISØ TL/OSL-DA-20 típusú, 0,124±0,001 Gy s^{-1} dózisteljesítményű $^{90}Sr/^{90}Y$ béta sugárforrással rendelkező műszerrel történtek. A kvarc szemcsék stimulálása 470 nm-es hullámhosszúságú kék fénnyel, a lumineszcens intenzitás detektálása egy 7,5 mm vastagságú, Hoya U-340 szűrőn keresztül történt. A mérések kiértékelését Analyst 4.31.9. szoftver segítségével végeztem el (Duller 2012). A lineárisan modulált OSL mérések kiértékelését, az egyenérték dózis meghatározásához szükséges statisztikai számításokat, illetve az egyes mintákra vonatkozó dózis eloszlás ábrákat az R Studio 0.99.896 verziójú szoftveréhez fejlesztett Luminescence script-csomag (Kreutzer et al. 2012) segítségével végeztem el.

4.4.1 Kvarc OSL komponensek értékelése

Mivel több kutatás is felhívta a figyelmet az alpi üledékminták esetében az OSL gyors komponens viszonylag alacsony részarányára (Klasen et al. 2006, Klasen et al. 2007, Preusser et al. 2007), ezért néhány minta esetében lineárisan modulált OSL (LM-OSL) mérések segítségével számszerűsítettem a különböző OSL komponensek mennyiségét, így vizsgálva a minták megfelelőségét a kormeghatározás szempontjából. A durvaszemcsés mintákat rozsdamentes acél csészékbe szórtam, hozzávetőleg 5 mg mennyiségben. A finomszemcsés mintákat 2 mg mennyiségben alumínium mintahordozó korongokra ülepítettem. Az LM-OSL mérések során a stimuláció 3000 s ideig történt, miközben a fényforrás (kék LED) teljesítményét 0%-ról 90%-ra emeltem. Az adatpontokat 2 másodpercenként rögzítettem (Choi et al. 2006, Goble és Rittenour 2006). A mérésekhez mintánként 5 csészét illetve korongot, a háttér meghatározásához 3 üres csészét, illetve korongot használtam a későbbi háttér normalizálás érdekében. A csészéket és a korongokat minden mérés után lemértem a pontosabb tömegnormalizálás céljából. Végül az RStudio Luminescence csomagjában található fit_LMCurve script felhasználásával szerkesztettem meg az OSL komponensek görbéit. Az ábrázolás során logaritmikus skálát alkalmaztam, mellyel a gyors komponens aránya vizuálisan jobban elkülöníthető.

4.4.2. OSL SAR tesztek

A tesztek során a durvaszemcsés mintákat ezúttal 6 mm-es belső maszkátmérővel acél mintahordozó korongokra vittem fel (~1600 szemcse/korong), a finomszemcsés mintákat pedig ezúttal is alumínium korongokra ülepítettem.

A minták egyenérték dózisának meghatározása során az OSL mérések kiértékelésekor minden részminta esetében 4 kritériumot vizsgáltam annak megállapítása érdekében, hogy az adott mérés megbízható eredményt szolgátat-e. A kritériumok teljesülése nagyban függ a mérés során alkalmazott hőkezelés mértékétől, ezért részletes vizsgálatokat végeztem el ebben a tekintetben. A vizsgált mutatók az alábbiak voltak: 1) rekuperáció <5 %, 2) visszaforgatási arány 1,0±0,1, 3) dózis hiba <10 %, 4) IRSL kioltási arány <5%. A rekuperáció és a visszaforgatási arány jelentőségét a korábbiakban már tárgyaltam (lásd 2.2.1. fejezet). A dózis hiba a mért egyenérték dózis hibájára vonatkozik, amelyet a dózis–lumineszcensválasz görbe illesztési hibája eredményez. Amennyiben mégis jelentkezik lumineszcens fényjelenség, az az ásványok nem megfelelő szeparációjára, vagy földpát zárványok jelenlétére utal.

A mérések során jelentős problémát okozott a minták alacsony érzékenysége, azaz az egységnyi radioaktív dózisra adott lumineszcens válasz mértéke. Ezért a rekuperációra vonatkozó kritérium tekintetében egyes minták esetében, ahol a jel/zaj arány a természetes lumineszcens intenzitás mérése során 2 alatti volt, engedményeket tettem a továbbiakban.

Első lépésként a SAR mérésekhez kapcsolódó előhevítési és pillanathevítési hőmérsékletekre vonatkozóan végeztem el egy kombinált tesztet (10 db mintára) A vizsgálat a dózis visszamérési és az elő- és pillanathevítési teszt kombinációja. A mérés egy optikai fakítással kezdődik, amelyet egy ismert dózis besugárzása, majd pedig a besugárzott dózis SAR protokollal történő visszamérése követ, miközben különböző előhevítési és pillanathevítési hőmérsékleteket használtam. Az előhevítési hőmérsékletet 20 °C-onként növeltem 200 és 260 °C között, míg a pillanathevítési hőmérsékletet 120 és 180 °C között szintén 20 °C-os lépésközönként változtattam (3. táblázat). Minden hőmérséklet kombinációhoz 5-5 db részmintát használtam fel, melyeken a kvarc szemcsék 6 mm-es átmérőben helyezkedtek el (3. táblázat).

3. táblázat: A kombinált dózis visszamérési, előhevítési és pillanathevítési tesztek felépítése.

Lépések	1.ciklus	2., 3., 4. ciklus	5. ciklus	6. ciklus
1	Optikai fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 125 °C)			
2	3000 s szünet			
3	Optikai fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 125 °C)			
4	Dózis (2,0 Gy)	Dózis (0,8 – 1,7 – 2,5 Gy)	-	Dózis (1,7 Gy)
5	Előhevítés (200-260 °C, 30 s)	Előhevítés (200-260 °C)	Előhevítés (200-260 °C)	Előhevítés (200-260 °C)
6	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)
7	Teszt dózis (1,7 Gy)	Teszt dózis (1,7 Gy)	Teszt dózis (1,7Gy)	Teszt dózis (1,7Gy)
8	Pillanathevítés (120-180 °C, 0 s)	Pillanathevítés (120-180 °C)	Pillanathevítés (120-180 °C)	Pillanathevítés (120-180 °C)
9	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)

Az összetett tesztek eredményei alapján a pillanathevítési hőmérsékletet a későbbiek során már nem vizsgáltam, mivel a részletes tesztek minden vizsgált minta esetében nagyon hasonló eredményt adtak. Ez követően a további minták esetében már csak az előhevítési hőmérsékletet teszteltem melynek során 180-300 °C között 20 °C-os lépésközökkel növeltem az előhevítés hőmérsékletét, így meghatározva a megfelelő értéket az egyenérték dózis mérésekhez (4. táblázat).

4. táblázat: Az előhevítési tesztek felépítése.

Lépések	1.ciklus	2., 3., 4. ciklus	5. ciklus	6. ciklus
1	Optikai fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 125 ^{o}C)			
2	Dózis (5 Gy)	Dózis (5 – 15 – 25 Gy)	-	Dózis (15 Gy)
3	Előhevítés (180-300 ^{o}C)	Előhevítés (180-300 ^{o}C)	Előhevítés (180-300 ^{o}C)	Előhevítés (180-300 ^{o}C)
4	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)
5	Teszt dózis (10 Gy)	Teszt dózis (10 Gy)	Teszt dózis (10 Gy)	Teszt dózis (10 Gy)
6	Pillanathevítés (160 ^{o}C)	Pillanathevítés (160 ^{o}C)	Pillanathevítés (160 ^{o}C)	Pillanathevítés (160 ^{o}C)
7	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 ^{o}C)

A SAR mérések megbízhatóságának vizsgálata céljából az 5 részletesen vizsgált minta esetében részletesebb dózis visszamérési teszteket is eszközöltem. Ezek során a korábbiakhoz hasonló módon a mérés elején a mintát hosszabb OSL stimulálást (kioltás) követően ismert dózissal sugároztam be, majd a SAR mérések során ezt, mint ismeretlen dózis kezeltem és a dózis–lumineszcensválasz görbe segítségével az általa keltett lumineszcens intenzitás alapján is meghatároztam értékét. A besugárzott és a mért érték hányadosa az ún. dózis visszamérési arány. Amennyiben értéke 1,0±0,1 a laboratóriumi mérési folyamat pontosnak tekinthető. A mérést a kiválasztott minták esetében 48-48 részmintára vonatkozóan végeztem el. A vizsgálatok során a már előzetesen megállapított előhevítési és pillanathevítési hőmérsékletet alkalmaztam (4. táblázat). A durva- és finomszemcsés minták eredményeit összehasonlítottam.

Az idősebb minták esetében nem végeztem külön dózisvisszamérési tesztet, csupán az előhevítési hőmérséklet tesztek során beépített dózis visszamérést használtam fel a SAR protokoll megbízhatóságának megállapításához.

4.4.3. A termális transzfer jelenség vizsgálata

A részletes vizsgálatokat ez esetben is a recens mintákra végeztem el. A SAR protokoll során alkalmazott előhevítések a termális csapdában lévő töltések optikai csapdába történő átjutását okozhatják, ami főként fiatal minták esetében számottevően növelheti a mért dózis nagyságát. A termális transzfer mértékének meghatározására egy korábban kifejlesztett (Truelsen és Wallinga 2003) mérési protokollt adoptáltam és módosítottam.

Az alkalmazott teszt szintén a SAR protokollon alapul és két fő részből állt. Az első részben 5 részmintát optikailag teljesen kioltottam, majd mesterséges dózis hozzáadása nélkül az előhevítés hőmérsékletét 10 cikluson keresztül 20 °C-os lépésekben növeltem minden részminta esetében 120 és 300 °C között. Az így kapott, termális transzfer által esetlegesen befolyásolt egyenérték dózis meghatározására további 3 regenerációs SAR ciklust is beiktattam, melyek során 200 °C-os előhevítést alkalmaztam. A teszt második részében a Murray és Wintle (2006) által javasolt magas hőmérsékletű optikai kioltás (hot bleach – HB) hatását vizsgáltam. Ennek során módosítottam az eredeti mérési folyamatot és kifejezetten az magas hőmérsékletű optikai kioltás hatását vizsgáltam a termális transzfer tekintetében. Így minden ciklus elejére, beiktattam egy optikai és termális fakítást is (5. táblázat). A mérésekhez mintánként 5 db részmintát használtam fel.

5. táblázat: A termális transzfer teszt felépítése.

Lépés	Termális transzfer, 1. rész		Termális transzfer, 2. rész	
1	Optikai fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 125 °C)		Optikai és termális fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 280 °C)	Optikai és termális fakítás (OSL, Kék LED 90 % 200 s, 280 °C)
2	-	Dózisok (0,8 – 1,7 – 2,5 Gy)	-	Dózisok (0,8 – 1,7 – 2,5 Gy)
3	Előhevítés (120-300 °C, 20°C-os lépésekben)	Előhevítés (200 °C)	Előhevítés (120-300 °C, 20°C-os lépésekben)	Előhevítés (200 °C)
4	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)
5	Teszt dózis (1,7 Gy)	Teszt dózis (1,7 Gy)	Teszt dózis (1,7 Gy)	Teszt dózis (1,7 Gy)
6	Pillanathevítési hőmérséklet (160 °C)	Pillanathevítési hőmérséklet (160 °C)	Pillanathevítési hőmérséklet (160 °C)	Pillanathevítési hőmérséklet (160 °C)
7	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)	OSL (Kék LED, 90 %, 40 s, 125 °C)

4.5.A korszámítás módja.

Az 2.2. fejezetben ismertetett módon egyenértékdózis és a dózisteljesítmény hányadosaként számítható ki a minta kora, vagyis az utolsó napfényre kerülés, azaz az üledékképződés időpontja.

4.5.1. Az egyenérték dózis meghatározása

Az egyenérték dózis meghatározásához az egymintás regenerációs (Single Aliquot Regeneration – továbbiakban SAR) protokollt alkalmaztam (Murray és Wintle 2000). A mérésekhez a durvaszemcsés minták esetében 2 mm-es belső maszkátmérőt alkalmazva (50-100 szemcse/korong) 48 db részmintát állítottam elő, míg a finomszemcsés minták esetében 24 mintahordozó korongot használtam fel a mérésekhez. Egyes esetekben, főként az ártéri mintáknál az alacsony beütésszám miatt 4 mm-es belső maszkátmérővel dolgoztam. Több esetben HB kezelést is kellett alkalmazni a magas rekuperációs érték miatt.

Az OSL SAR méréseket követően leválogattam azokat az részminta eredményeket, melyek megfeleltek a korábban már felsorolt kritériumoknak. A fennmaradó dózis adatok alapján határoztam meg a minta egészére vonatkozó egyenértékdózist. Az egyenértékdózis kiszámításához a durvaszemcsés minták esetében két kormodellt alkalmaztam: 1) minimum

kormodell 3 (minimum age modell 3 – továbbiakban MAM3), 2) centrális kormodell (central age modell – továbbiakban CAM) (Galbraight et al. 1999). A kormodellekben alkalmazott statisztikai eljárások lehetővé teszik a nem normál eloszlást mutató mintaeloszlások esetében a legvalószínűbb érték meghatározását. A kormodelleket nevükből adódóan alap esetben az OSL korok eloszlásvizsgálatára alkalmazzák, azonban mivel a koregyenletben szereplő dózisteljesítmény a számítások során adott minta esetében kvázi állandónak tekinthető, ezért már a részmintákra kapott egyenértékdózisok elemzésénél is használhatóak ezek az eljárások. Folyóvízi minták kapcsán, első sorban a nem megfelelő természetes kioltódás miatt, gyakran jelentkeznek az átlagosnál magasabb egyenérték dózis értékek és a dózis eloszlás akár több móduszt is mutathat. Ilyen esetekben a minimum kormodell a legszélesebb körben alkalmazott megoldás (Lepper et al. 2000, Fuchs and Lang 2001, Galbraith 2005 Jaiswal et al. (2009).

A megfelelő modell kiválasztásához egyrészt az RStudió program segítségével kiszámítottam a minták normál eloszlásból adódó standard hibáján felül jelentkező szórás értékét (overdispersion parameter – továbbiakban OD), valamint ferdeség és csúcsosság paramétereit. Arra vonatkozóan, hogy ezen paraméterek mely értékeinél kell egyik vagy másik kormodellt alkalmazni a szakirodalomban igen változatos értékeket találunk, Arnold et al. (2007) rámutat, hogy ha az OD érték 10 % felett van, akkor MAM3-at, ha ez alatt, akkor CAM-ot érdemes alkalmazni, ezzel szemben Galbraith és Roberts (2012) 40 %-os értéket használ. A ferdeség és csúcsosság értékek esetében Arnold et al. (2007) javaslata, hogy amennyiben ezek az értékek 1 felett vannak, úgy MAM3-at, ha 1 alatt akkor CAM-ot kell alkalmazni. Mindezeket figyelembe véve elsősorban az eloszlások móduszainak számát, illetve szimmetriáját vettem figyelembe, a kormodellek közötti döntés során.

4.5.2.A dózisteljesítmény meghatározása

A dózisteljesítmény meghatározása során 3 alapvető tényezőt vizsgáltunk: a természetes radioaktív elemek koncentrációját, a kozmikus sugárzás mértékét, illetve a minta nedvességtartalmát. A leggyakoribb természetes radioaktív izotópok, azaz az ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, és ^{40}K izotópok aktivitásának mérésére gamma spektroszkópiás módszert alkalmaztam. A dózisteljesítmény meghatározásához gyűjtött mintákat 100 °C-on, 24 óra alatt szárítószekrényben kiszárítottam, majd mozsárban porítottam őket és végül a mérésekhez használt 110 cm^3-es edényekbe töltöttem. A mérések 21 nap elteltével, a radon egyensúly beállta után kezdődtek meg. A vizsgálatokat egy Canberra XtRa Coaxial típusú germánium detektoros spektrométerrel végeztük el. A vizsgálatok során az ^{238}U, a ^{232}Th és

a ^{40}K izotópok fajlagos aktivitását határoztuk meg. Az elemek koncentrációját Liritzis et al. (2013) konverziós faktorainak segítségével számoltuk ki.

A gamma spektroszkópiás mérések során radioaktív anyagok bomlása alatt keletkező γ – sugárzás energiáját és az egyes izotópokhoz köthetően lejátszódó bomlások mennyiségét méri. A bomlásokat adott energiájú (keV) γ - foton megjelenése követi, amelyek mindig egy adott elemre jellemzőek így a mérés során az egyes izotópok (vagy leányelemeik) jól elkülöníthetőek és a csúcsaikhoz tartozó területek kiszámításával megadható az adott izotóp mennyisége aktivitása is. A mérések időtartalmát a ^{40}K izotóp 1460 keV-os csúcsánál tapsztalt hozamokhoz igazítottuk és addig folytattuk, míg ennél a csúcsnál 10 000 beütést nem kaptunk, amely megfelelő statisztikai pontosságot ad ahhoz, hogy megbízható legyen a kiértékelés. Az elemzéseket Genie 2000-es szoftverrel végeztük el, előzetes energia- és hatásfok-kalibrációk után és a háttér sugárzás levonásával. A hatásfok kalibrációt az IAEA-385 számú sztenderd segítségével végeztük el.

A kozmikus sugárzás mértékét a Prescott és Hutton (1994) alapján meghatározott modell alapján számoltam, ahol figyelembe vettem a földrajzi koordinátákat, a tengerszint feletti magasságot és a minta felszíntől számított mélységét. Végezetül kiszámítottam a minták *in situ* nedvességtartalmát. Először lemértem a minta nedves tömegét, majd 24 óra 50 °C-on történő szárítást követően lemértem a száraz tömegét is. Végezetül az alábbi képlet segítségével meghatároztam a nedvességtartalom százalékos értékét. 10 %-os nedvességtartalom alatt 20 %-os, míg e fölött 10 %-os hibát alkalmaztam.

$$W\,\% = \frac{\text{Nedves tömeg (g)} - \text{Száraz tömeg (g)}}{\text{Száraz tömeg (g)}} * 100$$

A finomszemcsés minták esetében számolni kell az alfa dózisteljesítménnyel is, melyet irodalmi átlag értékek alapján 0,04±0,02-nek vettem (Mauz et al. 2006). A durvaszemcsés minták esetében az alfa komponenssel nem kell számolni, hiszen a HF-os maratás során a szemcsék külső rétegét eltávolítottuk, így kiküszöbölhettük az alfa-sugárzás hatását is. A dózisteljesítmény értékeket a DRAC program (Durcan et al. 2015) segítségével számítottam ki.

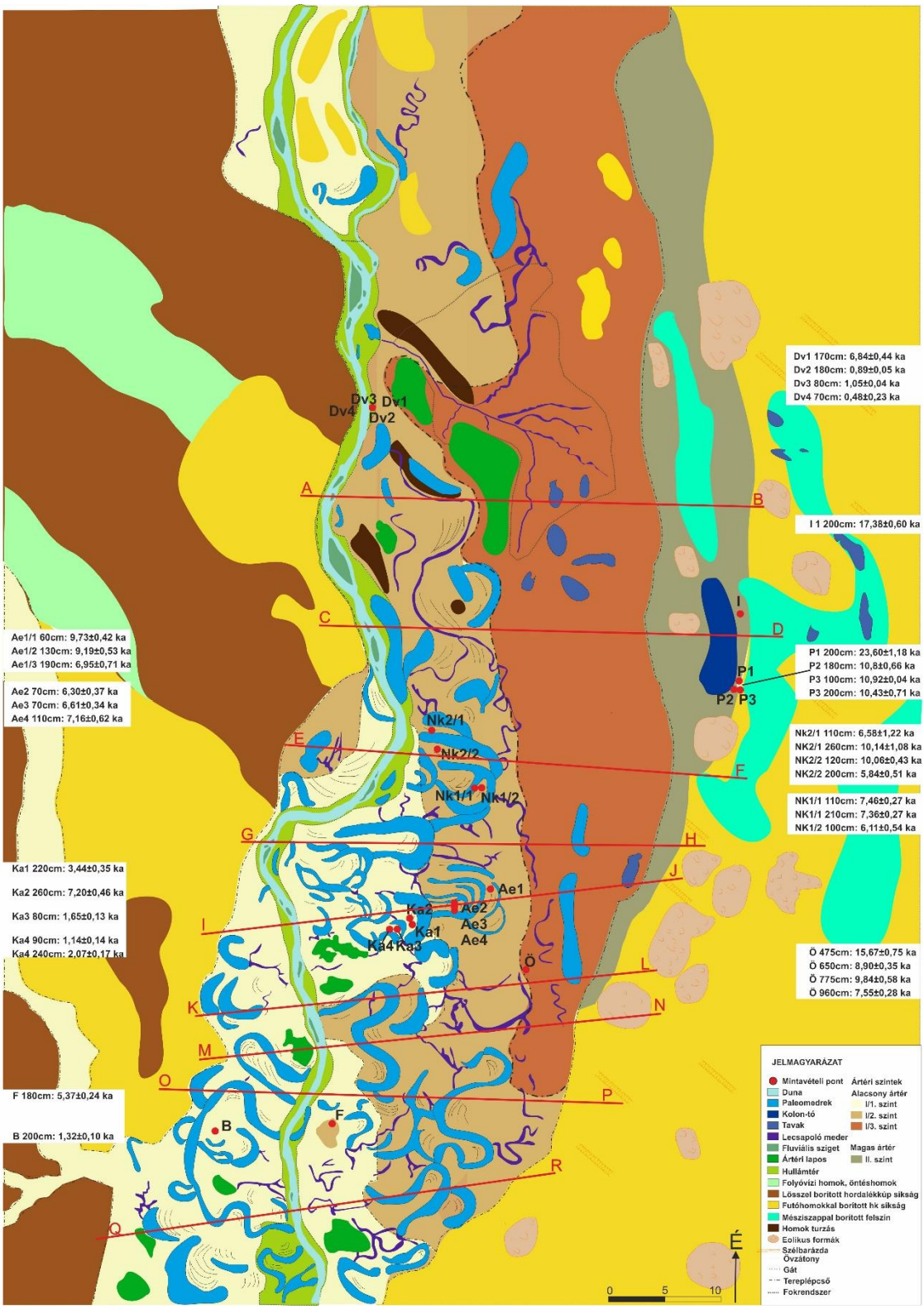
5. EREDMÉNYEK

5.1. Ártéri szintek és formák azonosítása

Az ártéri szintek azonosításához a Duna menti síkság középső szakaszán, a Csepel-sziget és Tolnai-Sárköz déli határa között 9 darab 1 km széles és 45 km hosszú átlagszelvényt értékeltem ki, a területről készített domborzatmodellt felhasználva (17. ábra).

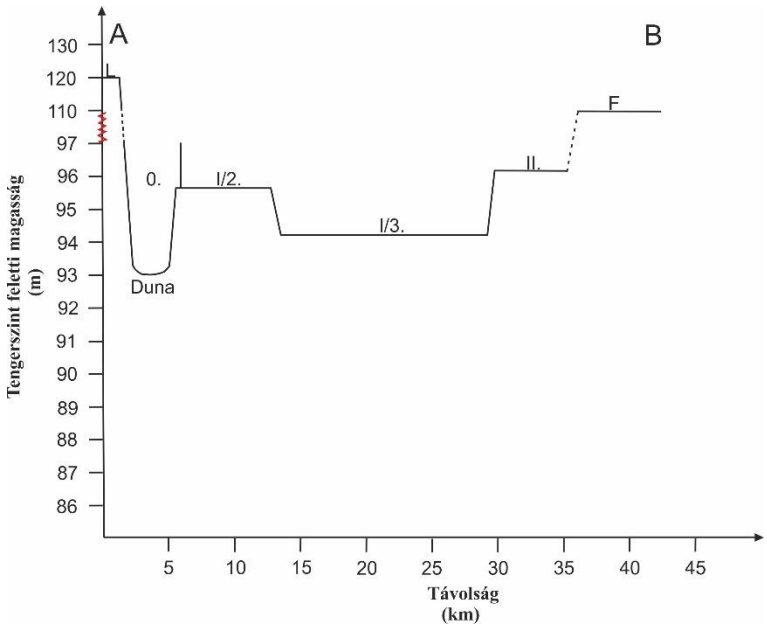
A vizsgált területen két markáns ártéri szint különíthető el, melyek megfelelnek Pécsi (1991) által a Duna Budapest alatti szakaszán meghatározott alacsony és magas ártéri szinteknek. A magas ártér (a dolgozatban II. szintként utalok rá) magassági viszonyait tekintve egységes, ezért a szelvények alapján nem bontható tovább a területen. Ezzel szemben az alacsony ártéren (I. szint) több, különböző magasságban lévő felszínt is elkülönítettem. Részben a Dunához viszonyított helyzetüket, részben a kormeghatározási eredményeket figyelembe véve az I. szint egységeit I/3, I/2, I/1 jelzéssel láttam el. A Duna-Tisza közi síkvidék, valamint a folyót nyugat felől kísérő Mezőföld illetve Tolna-Baranyai-dombvidék löszös területeit, eolikus üledékekről lévén szó, nem számmal, hanem betűvel jelöltem (H: homokvidék, L: löszös terület). A Duna aktív árterületét, ami napjainkban maga a hullámtér, 0-val jelöltem.

A domborzat modell alapján azonosítottam a területen lévő felszínformákat is, az így létrehozott geomorfológiai vázlatot terepbejárásaim alapján ellenőriztem. A II. szint meghatározó képződményei a Kolon-tó, a Pécsi (1967) alapján azonosított mésziszappal fedett sík területek, illetve a kisebb homokbucka csoportok. Az alacsony ártéren a Dunától viszonylag távol, a II. szint előterében húzódik az I/3. szint, ami egy mély fekvésű, sík terület. A szint viszonylag tagolatlan, ezért rajta a Duna egykori medrei alig felismerhetők, felszínét leginkább mocsarak, lápos területek és ártéri laposok borítják, illetve egy nagyméretű homokfolt található ezen a szinten, amely egy fokrendszerhez kapcsolódik. Az I/2. ártéri szint hosszan és viszonylag összefüggően végighúzódik a Duna keleti oldalán, de két kisebb foltban a nyugati oldalon is megtalálható. Felszínét széles paleomedrek, a hozzájuk tartozó övzátonyok, és lecsapoló medrek tagolják. Az I/1. szintet a Csepel-sziget környékén, illetve Nagykékestől délre azonosítottam a Duna mindkét oldalán. Ennek felszínén az egykori medrek szintén jól kirajzolódnak, azonban keskenyebbek, mint az előző szinten, mellettük főként ártéri laposok és övzátonysorok azonosíthatók. A Duna mintaterületen futó szakaszának nagy részét a szabályozások óta gátak védik, illetve helyenként a nyugati oldalon magaspart határolja. A hullámtér általában keskeny sávként jelenik meg, bár a mintaterület legdélebbi szakaszán a hullámtér kiszélesedik. Ezen, kiszélesedő szakaszon néhány, a szabályozások során levágott kanyarulat maradványai maradtak fenn.



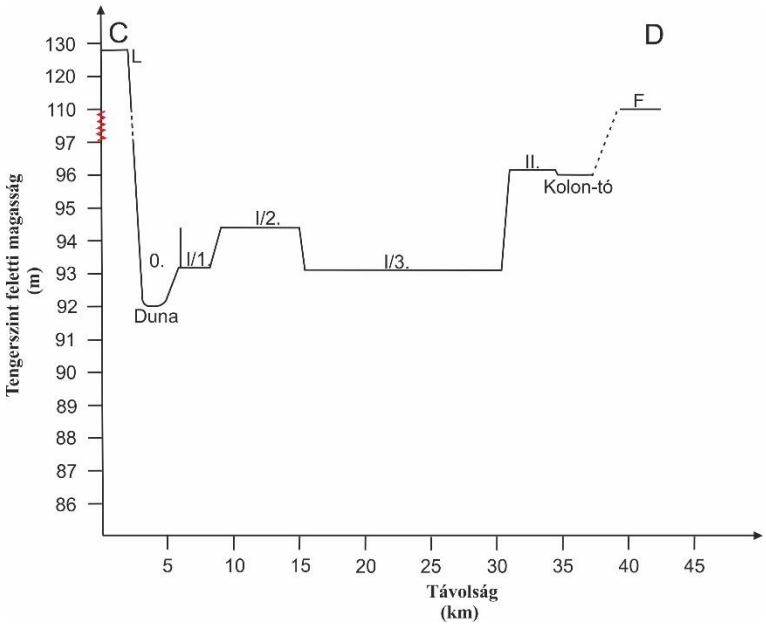
17. ábra: A vizsgált terület geomorfológiai térképe, az azonosított ártéri szintekkel és felszínformákkal. A térképen feltüntettem a mintavételi pontokat, a mért OSL korokat és a szelvények (A-R) középvonalát. Az ártéren kívüli területek morfológiai egységeit Pécsi (1967) alapján ábrázoltam.

A legészakabbi szelvény (A-B) nyugati vége a löszös Mezőségről (L) indul, megközelítőleg 120 m Bf magasságú területről (18 ábra). Ez a felszín meredeken, mintegy 30 m magas eróziós fallal ereszkedik a Duna jobb partjához. A bal parton hiányzik az I/1-es szint, de közvetlenül a Duna mellett, 95-95,5 m-es magasságban az I/2-es szint azonosítható. Ettől keletre, 1-2 méterrel alacsonyabban egy viszonylag széles sávban (~15 km) az I/3-as szint terül el. A magas ártéri II. szint 96 m tszf magasságban található és innen egy határozott lépcsővel jutunk át a homokhátságra (F).



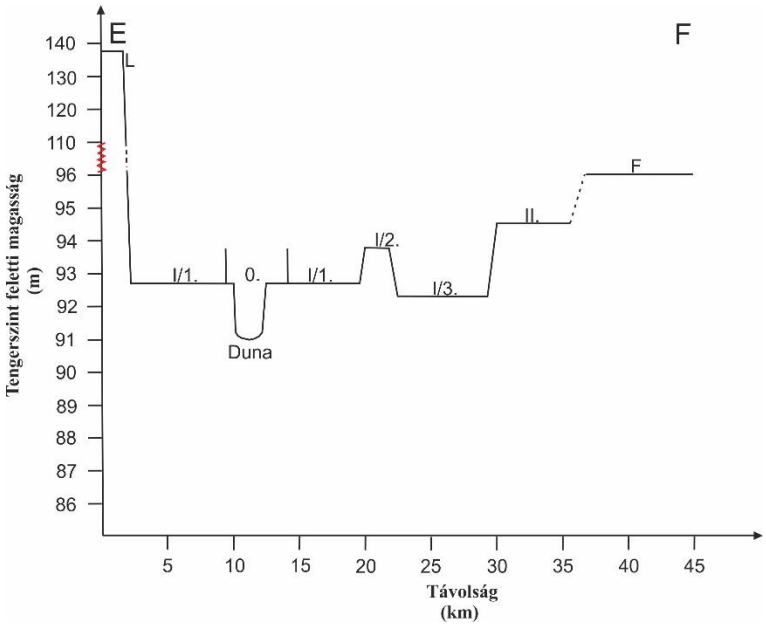
18. ábra: Az A-B szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai.

A következő, C-D szelvényben a löszös (L) felszín kb. 10 méterrel magasabban helyezkedik el, mint az A-B szelvényben, így a Duna fölé magasodó löszfal magassága itt mintegy 40 m (19. ábra). A folyó hullámtere mindkét oldalán igen keskeny. Ebben a szelvényben ugyanakkor egy keskeny sávban, 93 m-es tszf magasságban megjelenik az I/1ártéri szint. Ettől keletre ugyanazon egységek és szintek jelennek meg, mint az A-B szelvényen, de az I/2-es és I/3-as szintek kb. 1 méterrel alacsonyabban fekszenek az előző szelvényhez képest, kiterjedésük viszont hasonló. A II. magas ártéri szint 96 m tszf, míg az F szint 110 m tszf magasságban húzódik.



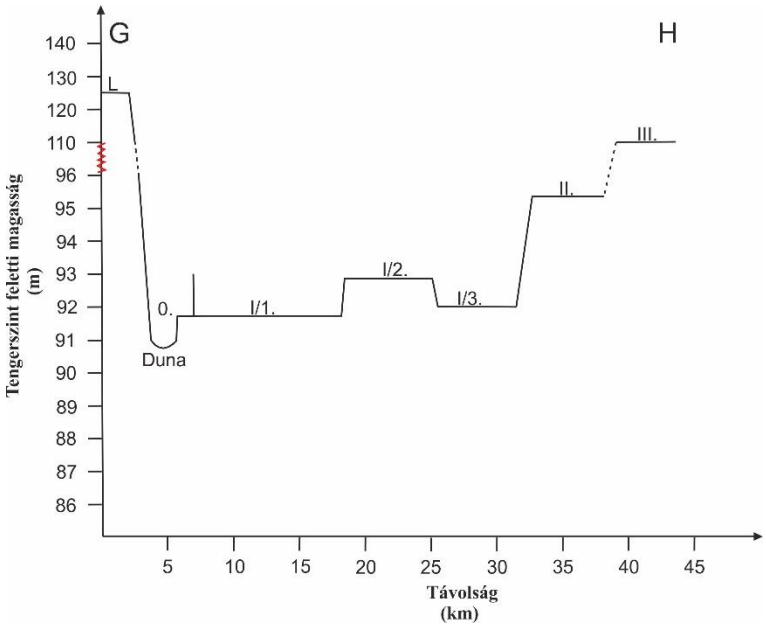
19. ábra: A C-D szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai.

Az E-F szelvényben (20 ábra) az előzőeknél még magasabban, kb. 135 m tszf magasságon fekszik a Közép-Mezőföld löszös térszíne (L). A jobb parton igen keskeny a hullámtér, a bal parton azonban nagyobb kiterjedésben jelenik meg, magassága 93,5 m tszf. A vizsgálati terület ezen részén már a Duna jobb és bal partján is megfigyelhető a legfiatalabb, I/1-es ártéri szint, megközelítőleg 93 m tszf magasságban. A kb. 94 m magasságban fekvő I/2-es szint ezen a szakaszon összeszűkül, szélessége mindössze 5 km. Az I/3. szint magassága néhány deciméterrel az I/1-es szint magassága alatt található. A II. szint, azaz a magas ártér ebben a szelvényben ~95 m-en, míg a homokhátság 100 m tszf terül el.



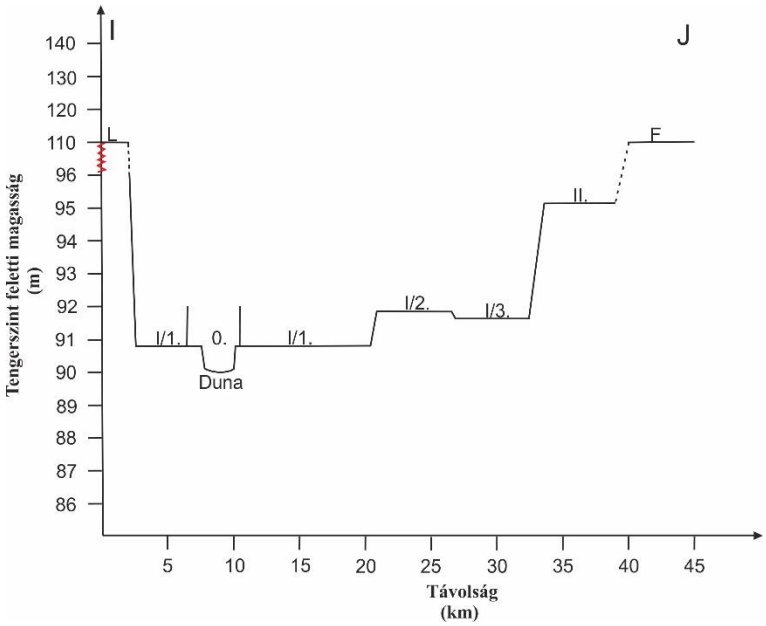
20. ábra: Az E-F szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai.

A G-H szelvény legnyugatabbi pontjai a Dél-Mezőföldet reprezentálják (L), ami Közép-Mezőföldnél számottevően alacsonyabban, ~125 m tszf magasságban található (21. ábra). A hullámtéren kívül, a Duna mindkét partján kb. 92 m-en húzódik az I/1-es szint. Az I/2-es és I/3-as alacsony ártéri szintek ~93 m, illetve ~92 m tszf magasságban helyezkednek el. Ez az első olyan szelvény, ahol az I/3 szint magasabban található, mint az I/1. A magas ártéri II. szint 95 m-en, míg a homokhátság 109 m magasságban helyezkedik el.



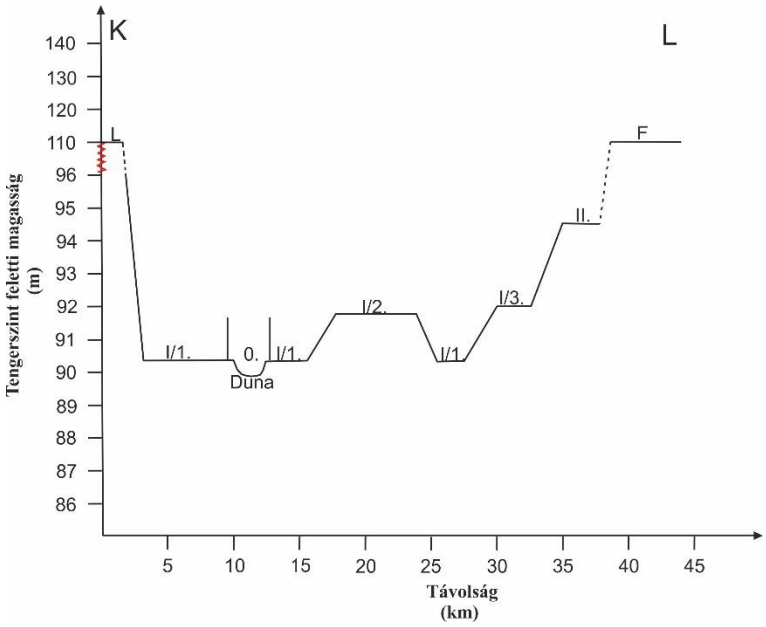
21. ábra: A G-H szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai

Az I-J szelvényben a löszös térszín (L szint) magassága ~110 m (22. ábra). A Dunát kísérő hullámtér nagyon keskeny (0. szint). Az I/1. ártéri szint kb. 91 m tszf magasságban húzódik a Duna mindkét oldalán, a nyugati oldalon megközelítőleg 5 km széles, míg keleten kb. 10 km a szélessége. Az I/2-es szint ettől 1 méterrel magasabban helyezkedik el. Az I/1 szintnél magasabban, de az I/2 szintnél alacsonyabban található az I/3-as szint. Ebben a szelvényben viszonylag nagy ugrás figyelhető meg az alacsony és a magas ártér szintje között (~3-4 m). Utóbbi magassága a folyásirányban feljebb elhelyezkedő szelvényhez képest alig csökken. A szelvény keleti végpontjánál lévő eolikus térszín (F) magassága csaknem megegyezik a Mezőföld magasságával.



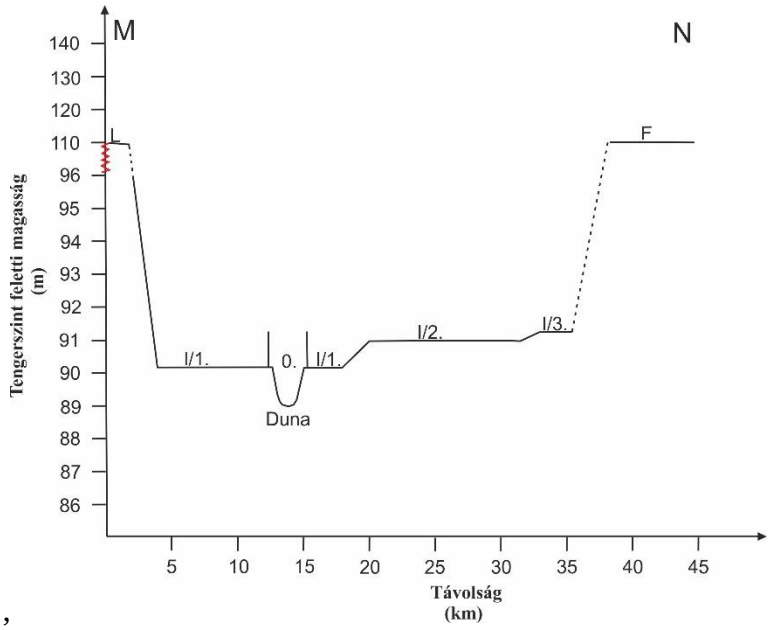
22. ábra: Az I-J szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai.

A K-L szelvényben a Dél-Mezőföld (L) tengerszint feletti magassága továbbra is ~110 m (23. ábra). A Duna jobb és bal partján is kb. 90,5 m-es magasságban található az I/1-es szint. Az I/2-es szint 1,5 méterrel magasabban, 92 m tszf magasságon húzódik. A szelvényben az I/2 szinttől keletre ismét megjelenik az I/1 szint, mivel annak egy kisebb öblözetén haladt át a kereszt-szelvény. Az előző szelvényhez hasonlóan viszonylag kis mértékű a magasságbeli különbség az I/2-es és I/3-as alacsony ártéri szint között, de már az I/3 szint van magasabban. A II. magas ártéri szint egyre keskenyedő sávban jelenik meg 94 m-es magasságban, míg a Bugaci homokhát pereme továbbra is 110 m tszf terül el.



23. ábra: A K-L szelvényben azonosítható felszínek és azok átlagos magassági viszonyai.

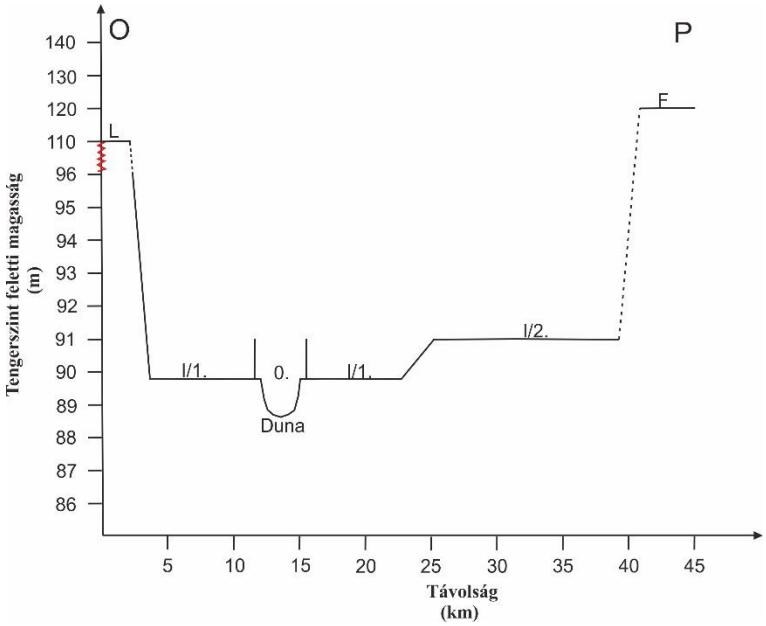
Az M-N szelvényben a löszös térszín (L) magassága kb. 110 m (24. ábra). A Duna keleti és nyugati oldalán is ~90 m tszf magasságon helyezkedik el az I/1-es szint. A jobb parton keskeny sávban terül el az I/1. szint, melytől kb. 1 m-rel magasabban található a csaknem 15 km széles sávot alkotó I/2. szint. Az I/3. alig 0,5 m-rel magasabban található és már csak keskeny sávban van jelen. A II. szint már nem fedezhető fel a területen, a homokhát (F szint) felszíne továbbra is kb. 110 m-en fekszik.



,

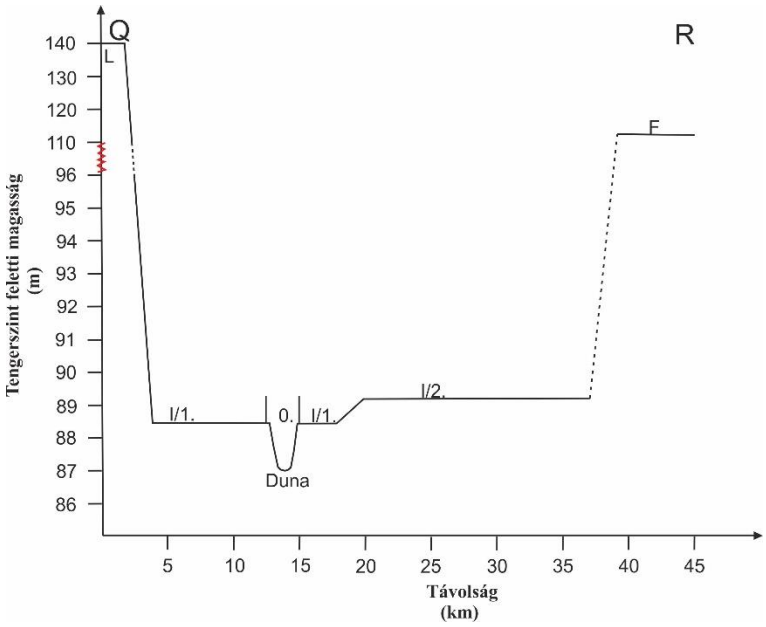
24. ábra: Az M-N szelvényben megjelenő szintek ábrázolása.

Az O-P szelvényben már csupán az I/1. és I/2. alacsony ártéri szintek maradtak fenn a löszös és a homokos peremvidékek között (25. ábra). A Duna mindkét oldalán, kb. 90 m tszf magasságban húzódik az I/1. szint, megközelítőleg 10 km széles sávot alkotva. Az I/2. alacsony ártéri szint pedig 1 m-rel magasabban 92 m tszf magasságban található. A Bugaci-homokhát átlag magassága nőtt, ebben a sávban eléri a 120 m-t.



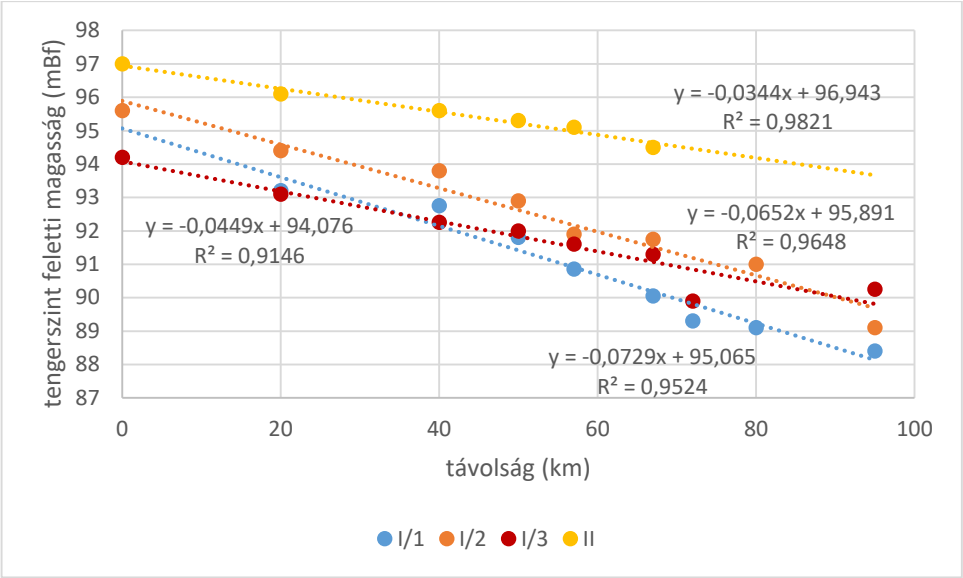
25. ábra: Az O-P szelvényben megjelenő szintek ábrázolása.

A legdélebbi és fekvő Q-P szelvényben a legnyugatabbi pontok már a Szekszárdi dombság (L) 140 m-es magasságban elhelyezkedő löszös felszínét reprezentálják (26. ábra). A Dunát mindkét oldalon, széles sávban kíséri a 88,5 m-es magasságban húzódó I/1. ártéri szint. Az I/2. szint valamelyest magasabban 89 m-en. Ezen a szakaszon szintén hiányzik az I/3. alacsony ártéri és a II. szint, így ai I/2 szint közvetlenül a homokvidékhez csatlakozik, amely 110 m tszf magasságban található.



26. ábra: A Q-R szelvényben megjelenő szintek ábrázolása.

A folyók mentén megjelenő szintek (árterek és teraszok) egymáshoz képest futhatnak párhuzamosan, konvergensen vagy divergensen, ami a kialakulásukat befolyásoló tektonikus okokra vagy az erózióbázis magasságának változásaira enged következtetni. Amennyiben az ártéri szintek folyásirányban kinyílnak (divergencia), az mindenképp alulról induló hátravágódásra utal. Ugyanakkor a folyásirányban egyre inkább magasságilag hasonlóvá váló teraszok (konvergencia) a felsőbb szakasz intenzív felemelkedésére vagy az alsóbb szakasz feltöltődésére utalnak. Megvizsgáltam, hogy az azonosított alluviális szintek magassága északról délre, azaz folyásirányban hogyan változik (27. ábra). A II. és I/3. szint közel párhuzamosak egymással, de az I/3 szint magassági pontjaira húzott trendvonal enyhén meredekebb, ami a két szint divergenciáját jelzi. Az I/2. szint esésgörbéje alapvetően eltér a II. és I/3 szintekétől, mivel a szint konvergensen halad az I/3 szinttel: az I/2 szint felsőbb szakasza magasabban helyezkedik el, és csak az alsó szakaszon válik alacsonyabbá, mit az I/3 szint, így esése is nagyobb, mint a II és I/3 szinteké. Az I/1. szint ártéresése már követi az I/2 szint hosszmetszetét, enyhe divergenciára utalva, így ennek az ártérnek a legnagyobb az általános esése.



27. ábra: A mintaterületen azonosított szintek tengerszint feletti magasságának változása folyásirányban (vízszintes tengely 0 pontja a mintaterület legészakabbi pontjától indul).

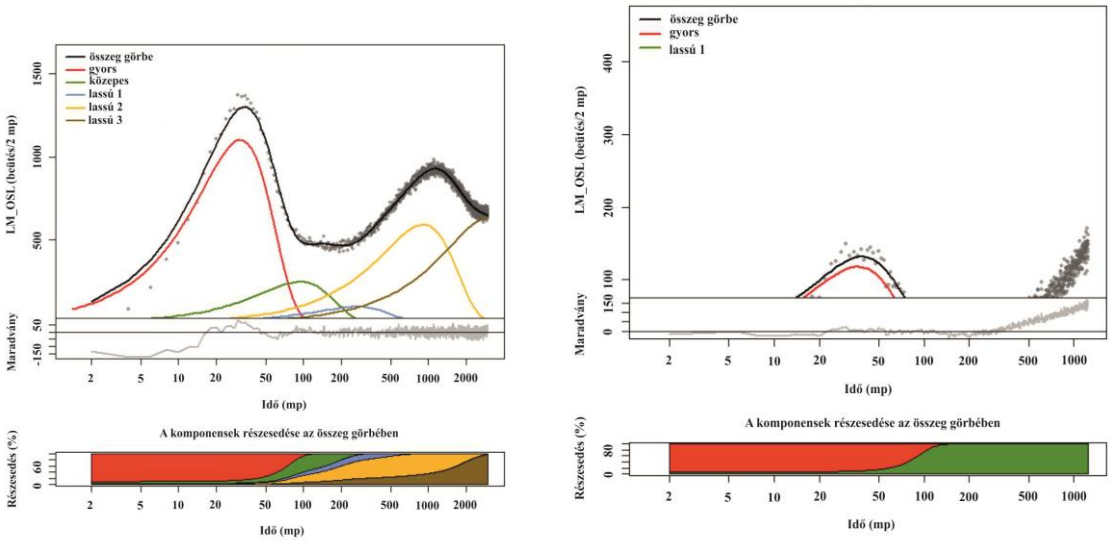
Összességében megállapítható, hogy a domborzat részletes vizsgálata lehetővé tette, hogy a Pécsi-féle (1967, 1991) geomorfológiai ártér felosztást kibővítsem. Eredményeim szerint bár a magas ártér (II. szint) egységes, az alacsony ártéri (I.) szint további három részre osztható. Általánosságban jellemző, hogy a középső sávban húzódó I/2. ártéri szint helyezkedik el a legmagasabban, míg a tőle keletre fekvő, feltehetőleg idősebb I/3. szint és a nyugatra fekvő, valószínűleg fiatalabb I/1. szint alacsonyabban található. Ez a trend csupán a mintaterület legdélebbi részén változik meg, ahol a szintek magassága a klasszikus rendet követi, azaz legmagasabban van az I/3, alatta az I/2 szint, és a legalacsonyabb felszínt az I/1 szint képviseli. A hullámterek (0. szint) mindig magasabban helyezkednek el, mint az I/1. szint, amely a szabályozások óta történő feltöltődéssel magyarázható. Az ártéri szintek nemcsak a Duna-menti Sárköz keresztmetszetében (Ny-K irányban) mutatnak jellegzetes térbeli rendet, de folyásirányban is. Az enyhe divergenciát mutató szintek feltehetőleg az Alföld déli részének süllyedése miatt alulról induló bevágódást jelzik, ugyanakkor az I/2 szint konvergens jellege arra utal, hogy kialakulásakor vagy a felsőbb szakaszok emelkedtek meg, vagy erőteljes ártérfeltöltődés zajlott, aminek előrenyúló domború ártérrészlete itt, a Sárköz területén ékelődött ki, hiszen a mintaterület legdélebbi részén már visszaáll a szintek természetes magassági elrendeződése.

5.2. A minták alkalmassága az OSL kormeghatározás szempontjából

Az alábbiakban olyan OSL tulajdonságok vizsgálatának eredményei kerülnek bemutatásra, melyek jelentősen befolyásolhatják a mért egyenérték dózis nagyságát és ezáltal a kapott eredményt is. A különböző OSL komponensek vizsgálata nagyon fontos, hiszen az arányuk alapján megtudhatjuk, hogy OSL kormeghatározásra alkalmas-e az adott minta. Továbbá meghatároztam a minták optimális előhevítési hőmérsékletét, amely a mérések precizitásának növelése szempontjából kiemelkedően fontos. Megvizsgáltam a minták termális transzfer értékeit, amely kor túlbecslést okozhat. Végül a dózis visszamérési arány is, amely visszaigazolás a kapott kor reprodukálhatóságáról.

5.2.1. Az LM-OSL mérések eredményei

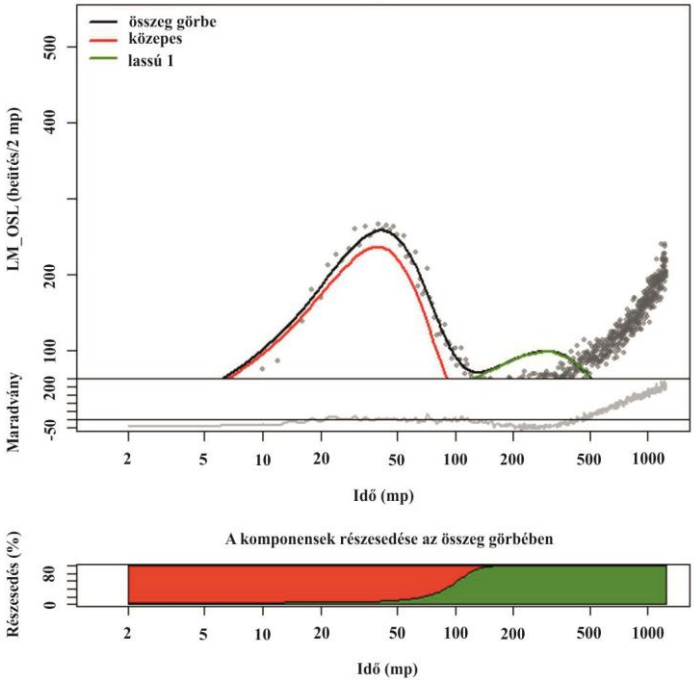
Általánosságban elmondható, hogy a durvaszemcsés minták egyértelműen nagyobb arányban rendelkeztek gyors komponenssel a finomszemcsésekkel szemben. A durva szemcsés minták minden esetben 4, illetve 5 komponenst tudtam azonosítani, a leglassabban kioltódó S3-as komponens (lassú-3) nem minden esetben volt jelen a vizsgált mintákban. A gyors komponens aránya pedig a szakirodalmi adatokkal összevetve megfelelőnek bizonyult a további OSL mérésekhez (28/a ábra).



28. ábra: LM-OSL görbék, illetve az egyes OSL komponensek részaránya egy durvaszemcsés (A) és egy finomszemcsés (B) minta esetében.

A finomszemcsés mintáknál már nem volt ilyen könnyű az elkülönítés. A legtöbb esetben csupán 2 komponens jelentkezett, főként a gyors, illetve valamelyik lassú (28/b

ábra). Azonban előfordult a gyors komponensek nagyon kis részaránya, ekkor közepes és lassú komponensek voltak főként azonosíthatók. A 29. ábra azt mutatja, hogy annyira alacsony a gyors komponensek aránya, hogy az elemzések során a közepes komponensek nagy aránya miatt nem jelennek meg a görbéken.



29. ábra: A finomszemcsés minták esetében előfordult a gyors komponens alacsony aránya, ebben az esetben közepes és lassú 1 komponens volt megfigyelhető.

Habár a finomszemcsés minták esetében is jelentkezik gyors komponens, ezek aránya nagyon alacsony, sokszor eltolódik közepes komponensbe így elmondható, hogy a dunai durvaszemcsés minták az OSL komponensek szempontjából alkalmasabbak a kormeghatározásra. Ugyanakkor körültekintően eljárva, tesztek és korrekciók beiktatásával a finomszemcsés minták is használhatók lumineszcens mérések során.

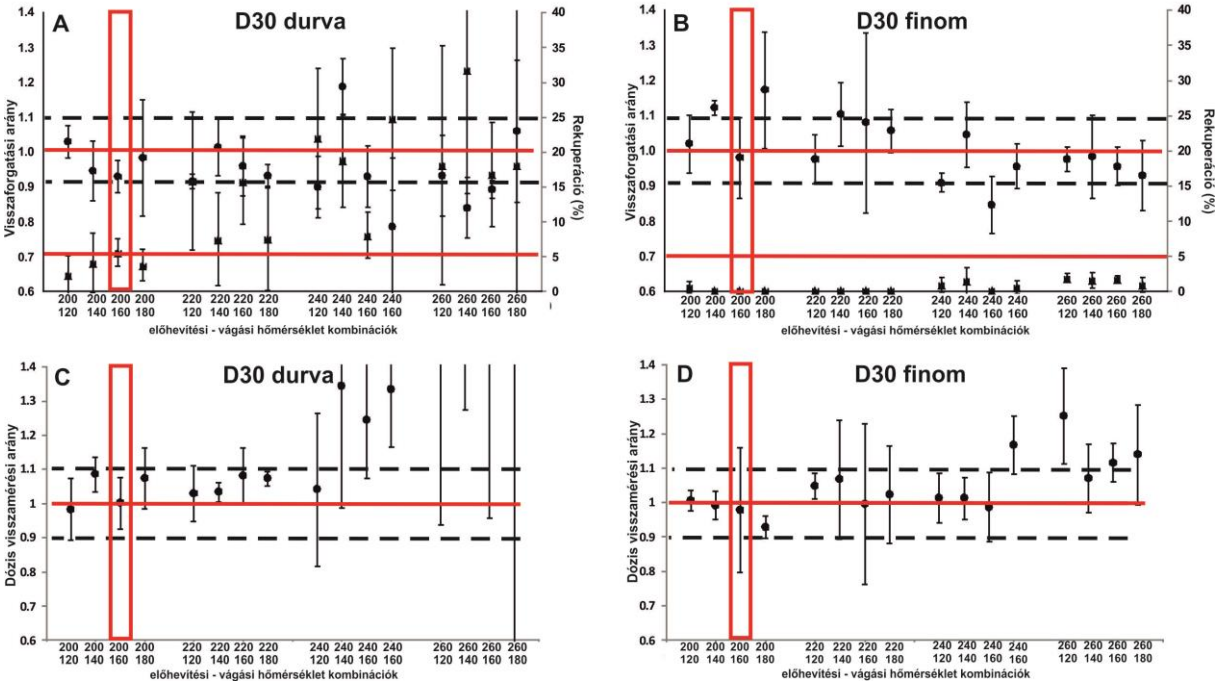
5.2.2. Az előhevítési tesztek eredményei

A legmegfelelőbb hevítési hőmérsékletek meghatározása céljából végzett tesztek alapján elmondható, hogy a recens minták esetében (főként a durva szemcsés mintáknál) a nagyon alacsony beütésszám, illetve a kis érzékenység volt jellemző. Ezen minták esetében

mind a regenerációs dózis besugárzását követő előhevítés, mind a tesztdózis besugárzását követő pillanathevítés értékét változtattuk, különféle kombinációkat alkalmaztam (30 ábra).

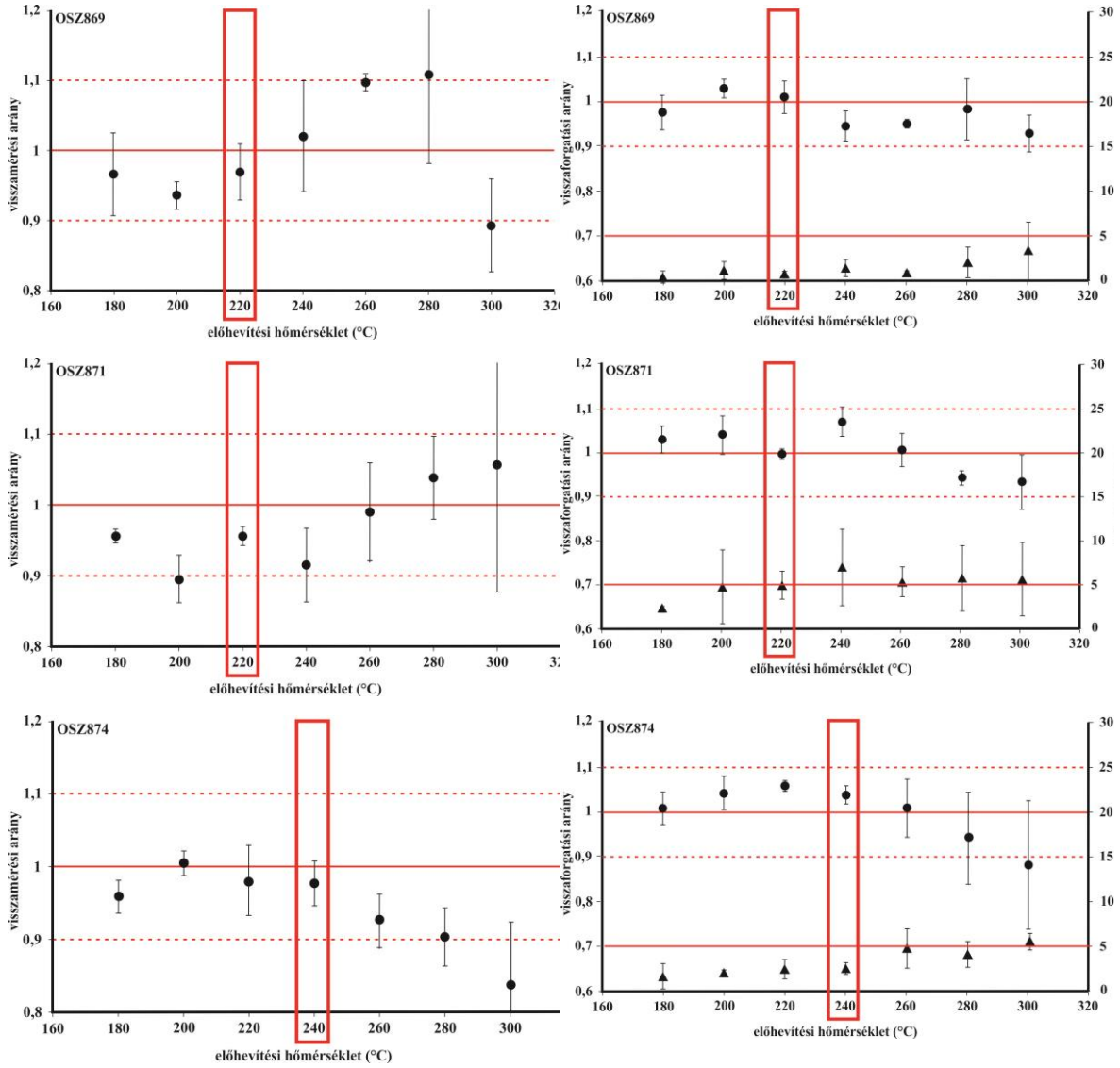
A rekuperáció általában 240 °C-tól mutatott emelkedést a durvaszemcsés minták esetében, míg a finomszemcsés mintáknál ez az érték viszonylag állandó volt: 1-2 % (30. ábra). A megnövekedett rekuperáció a legtöbb esetben nem jelentett valódi termális transzfert, inkább csak az alacsony beütésszám miatt volt jellemző. A visszaforgatási arány nagy mértékű hibája szintén a gyenge lumineszcens válasznak tudható be. A durvaszemcsés minták esetében semmi féle szabályszerűség nem fedezhető fel a kapott dózisoknál, a finomszemcsés minták visszamért dózisai 240 °C után mutatnak csökkenést (30. ábra). A dózisokat a finomszemcsés minták jobban visszaadták szinte az összes előhevítési hőmérséklet esetében. A durva szemcsés minták eredményei a visszamért dózisokat illetően egyértelmű növekedést mutatnak 220 °C felett, olyannyira, hogy az eltérés akár 2-3-szoros is lehet (30. ábra).

Ha az 30. ábrát megvizsgáljuk, jól látható, hogy több hőmérsékleti kombináció is megfelelő lehetett volna a SAR mérésekhez, azonban ha a 3 kritériumot együttesen vizsgáljuk (rekuperáció: <5 %, visszaforgatási arány: 1,0±0,1, dózis visszamérési arány: 1,0±0,1), akkor összességében a legjobb a 200 °C/160 °C-os kombináció felelt meg (30. ábra). Ezen a hőmérsékleti kombináción a minták átlagos rekuperációja, visszaforgatási és visszamérési aránya 1,02±0,04-nek, 2,58 %-nak és 0,98±0,05-nek adódott a durvaszemcsés minták esetében, míg1,03±0,05, 0,17 % és 0,99±0,11 volt a finomszemcsés minták esetében. Mindezek megfelelőnek bizonyultak, a mérések reprodukálhatóak voltak, a minták alkalmasak voltak a SAR mérésekre. A recens mintákkal kapcsolatos további tesztek és mérések során ezt a hőmérsékleti kombinációt alkalmaztam.



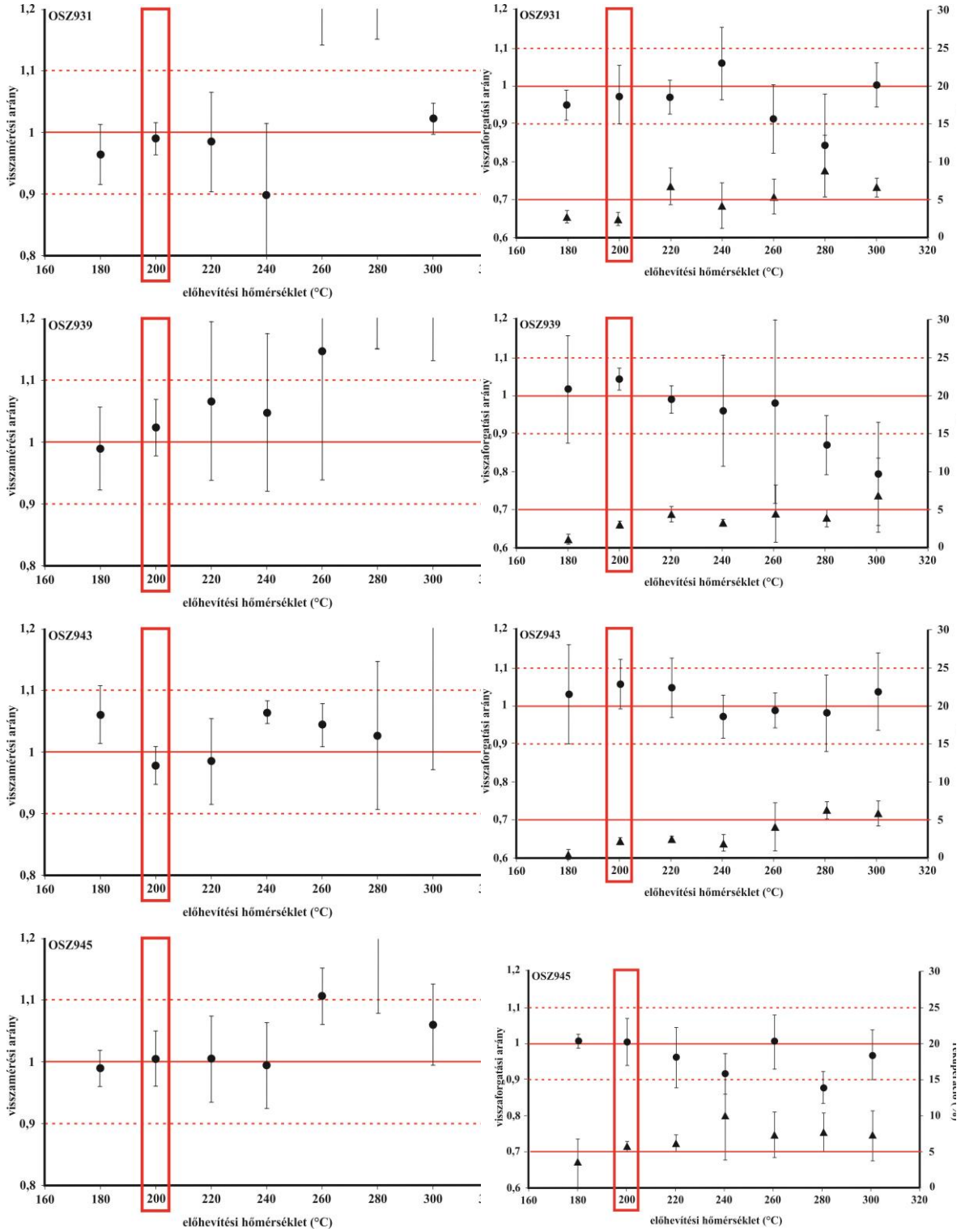
30. ábra: A D30 jelű minta két frakciójának elő- és pillanathevítési tesztjének eredményei. A) és B) a durva és a finom frakcióhoz tartozó visszamérési arányt és rekuperációt, míg C) és D) ugyanezen minták dózis visszamérési arányát ábrázolja.

A kolon-tavi minták esetében részletes tesztek 3 minta esetében történtek, mind a 7 hőmérsékleti értéken (180-300 °C) megvizsgáltam a dózis visszamérési arány, a visszaforgatási arányt és a rekuperáció értékét. Mindezek alapján jól látszik, hogy a minták 220 és 240 °C-on adták a legjobb eredményeket (31. ábra). Az OSZ871-es minta esetében 240 °C adódott a legmegfelelőbb előhevítési hőmérsékletnek. azonban itt a rekuperáció szinte majdnem minden esetben magasabb volt a megengedett 5 %-nál. A maradék 3 mintára csak egy rövidített előhevítési tesztet alkalmaztam 3 hőmérsékleti értékkel (200, 220, 240 °C). Ahol az érték meghaladta az 5 %-ot abban az esetben a Murray és Wintle (2006) által tovább fejlesztett SAR protokollt alkalmaztam a továbbiakban, melynél a mérési ciklusok utolsó lépéseként egy hot-bleach kezelést (lásd módszerek) iktattam be.



31. ábra: A Kolon-tó környezetében gyűjtött minták tesztjeinek eredményei.

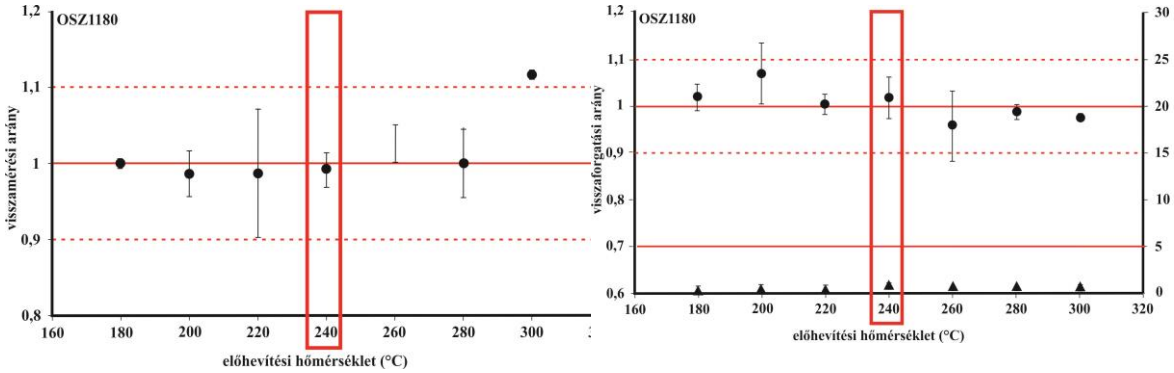
Az alsóereki mintaterületen található elhagyott medrekből és a kapcsolódó övzátonyokból gyűjtött minták előhevítési tesztjeinek eredményeit az 32. ábra mutatja be. Jól látható, hogy a dózis visszamérési arány tekintetében az adatok 260 °C után mutatnak jelentős emelkedést, illetve szórást. Ugyanez a tendencia figyelhető meg a visszaforgatási arány és a rekuperáció tekintetében is. Minden minta esetében 200 °C bizonyult a legalkalmasabbnak az előhevítés szempontjából. Az OSZ945-ös minta rekuperáció tekintetében kissé magasabb értéket mutatott ezen a hőmérsékleten, így ebben az esetben HB kezelést alkalmaztam a későbbi mérések során (32. ábra).



32. ábra: Az alsóereki minták előhevítési hőmérséklet tesztjeinek eredményei.

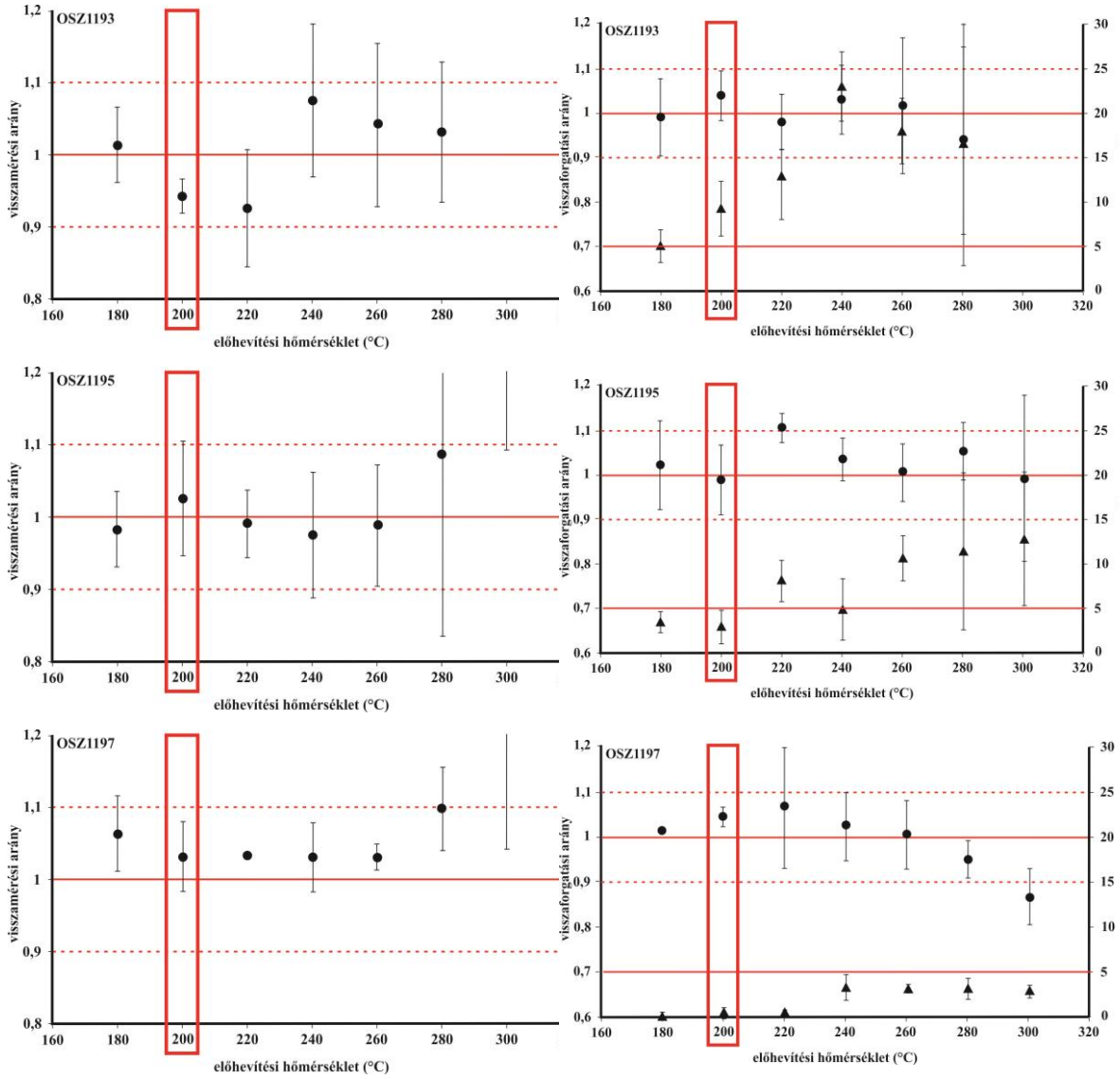
Az öregcsertői mintaterületen egy fúrást mélyítettünk, így egy mintán végeztem el az előhevítési hőmérséklet tesztet. Ez a minta jól viselkedett a teszt során, a visszamérés tekintetében 220 °C viszonylag nagy szórást mutatnak az adatok, azonban még hibahatáron belül van, így elmondható, hogy 180-280 °C-ig a minta jól visszaadja a mesterségesen

besugárzott dózist. A visszaforgatási arány 200, illetve 260 °C-on kiugró, a többi hőmérsékleten stabilnak tekinthető. A rekuperáció végig alacsony szinten marad. A három kritériumot összevetve a további mérések lebonyolításához a legalkalmasabb hőmérsékletnek a 240 °C adódott (33. ábra).



33. ábra: A magas-ártéren fekvő öregcsertői minta előhevítési hőmérséklet tesztjeinek eredményei.

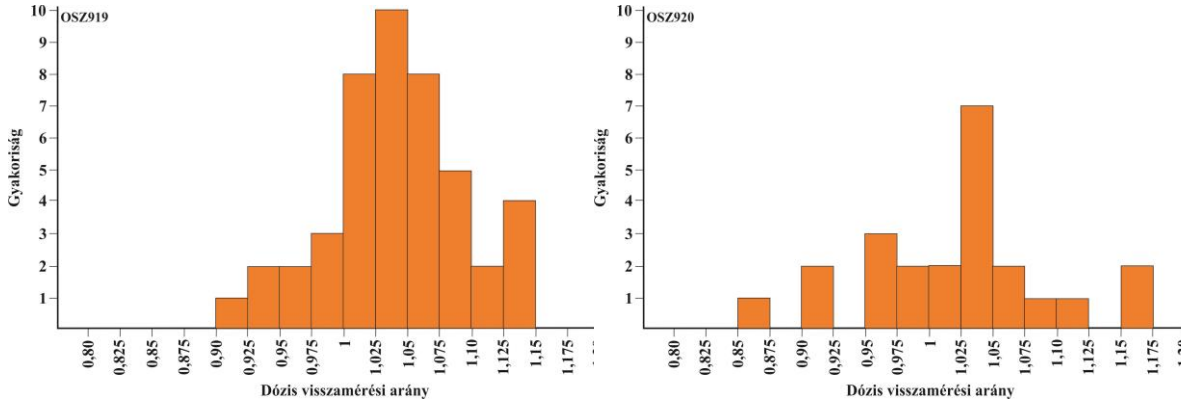
A hullámtéri mintaterület előhevítési hőmérséklet tesztjei nagyon hasonlóan alakultak a fent említett ártéri mintákéhoz. Az OSZ1193-as minta rekuperációja magasabb volt, mint 5 % 200 °C-on, azonban a többi kritériumot vizsgálva ez a hőmérsékleti érték bizonyult a legmegfelelőbbnek. Mivel a rekuperáció végig magasnak bizonyult, így ebben az esetben a SAR méréseket szintén a bővített SAR protokollal végeztem el. A másik két minta esetében is egyértelműen a 200 °C volt a legmegfelelőbb előhevítési hőmérséklet, itt azonban nem volt probléma a rekuperációval, így a SAR mérések az eredeti protokoll szerint történtek (34. ábra).



34. ábra: A dunavecsei mintaterület minták előhevítési hőmérséklet tesztjeinek eredményei.

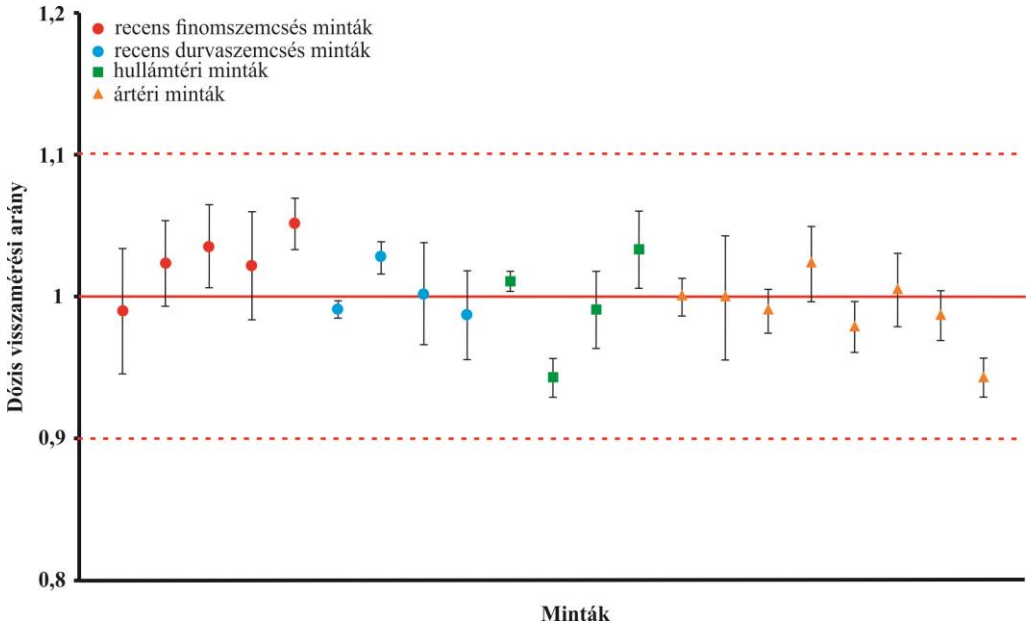
5.2.3. Dózis visszamérési tesztek eredményei a recens, hullámtéri és ártéri minták esetében

Bár az előhevítési tesztek során 3-3 részminta bevonásával dózis visszamérési arányt is ellenőriztük, szükségesnek tartottam bővített tesztek kivitelezését is, mintegy 20 minta bevonásával. Elmondható, hogy a durvaszemcsés minták sokkal jobban adják vissza az ismert dózist annak ellenére, hogy jelentősen kisebb jellel, illetve beütésszámmal rendelkeznek (35 ábra). Az itt bemutatott, reprezentatív finomszemcsés minta értékei igen nagy szórást mutatnak, a részminták csupán kis százaléka teljesített megfelelően (35. ábra). Mindez nagy valószínűséggel a gyors komponens alacsony arányának, esetleges hiányának tudható be.



35. ábra: Az OSZ919 durva- és az OSZ920 finomszemcsés minták dózis visszamérési tesztjeinek eredménye.

A további dózis visszamérési tesztek eredményei jól mutatják, hogy ugyan a recens finomszemcsés minták esetében a mérések valamelyest nagyobb hibával reprodukálhatók, az értékek a megadott hibahatáron belül helyezkedtek el. Azt is ki lehet jelenteni, hogy általában magasabb a visszamért dózis a besugárzott dózisnál. A durvaszemcsés frakcióba tartozó minták esetében az összes mérés átlaga és a hozzájuk tartozó standard hiba 1,01±0,02-nek adódott a durvaszemcsés minták is hasonlóan viselkedtek (36. ábra), így a kutatás során alkalmazott üledékek alapvetően alkalmasak az OSL mérésekre és ezáltal a kormeghatározásra.



36. ábra: A recens, hullámtéri és ártéri minták dózis visszamérési tesztjeinek eredményei és standard hibái.

5.2.4. Termális transzfer tesztek eredményei a recens minták esetében

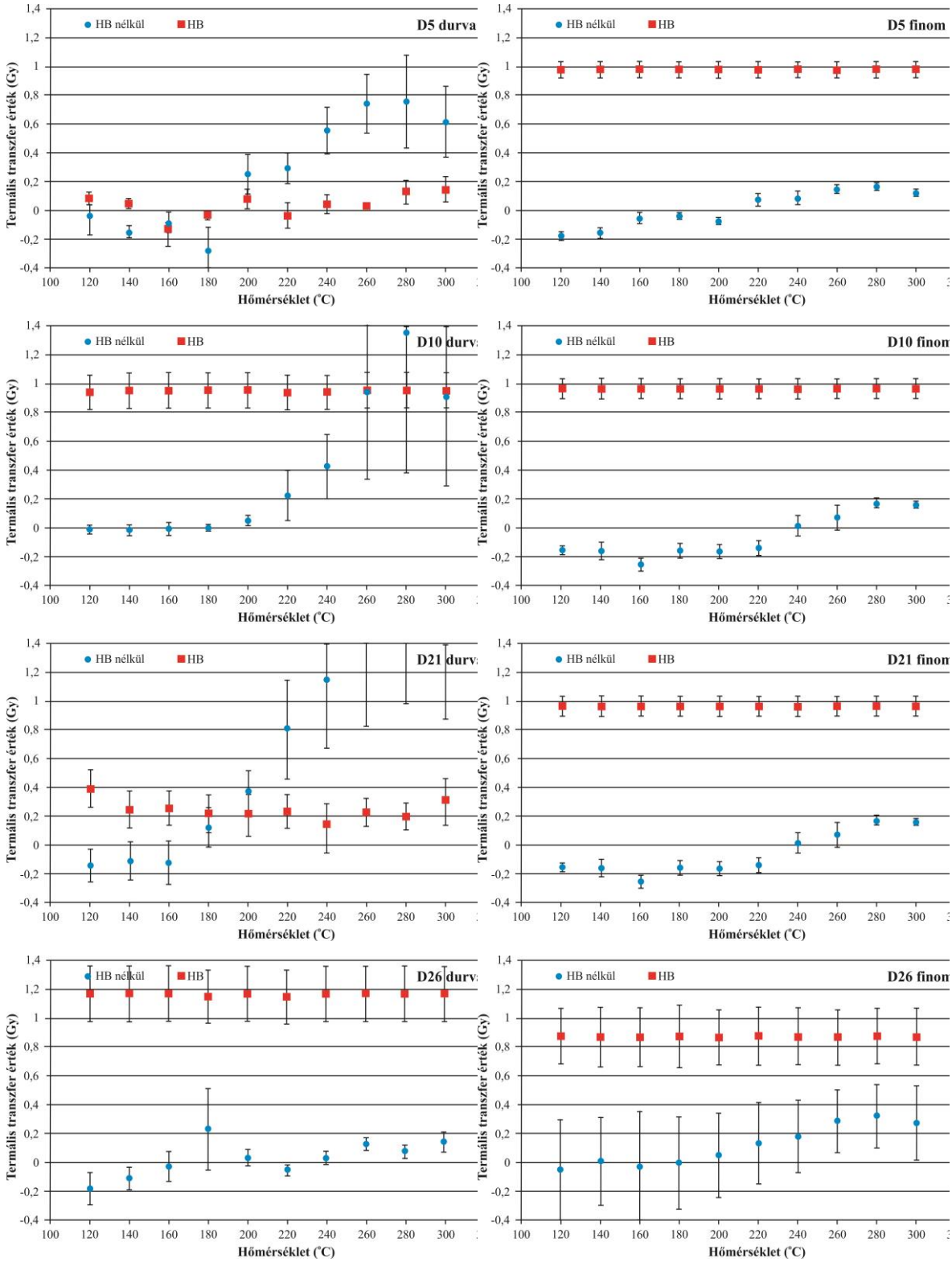
Az 5 mintavételi ponthoz kapcsolódó részletes termális transzfer (TT) tesztek első felében (HB nélküli kezelés) a durvaszemcsés minták nagyon hasonló eredményeket mutattak majdnem minden esetben. Alacsony hőmérsékleti értékeken a TT elhanyagolhatónak mondható, néhány esetben negatív értékek is megjelentek, ami annak tudható be, hogy a háttéren felül gyakorlatilag nem detektáltunk jeleket alacsony hőmérsékleteken. 180-200 °C környékén megkezdődik a TT értékeke növekedése, amely jól egyezik az előhevítési- vágási hőmérséklet tesztek során kapott eredményekkel. Az átlagos TT értéke 200 °C-on 0,06±0,05 Gy, maximálisan 0,25±14 Gy volt, míg 300°C-on 0,88±0,33 Gy-nek adódott. Mindemellett a dunavecsei minta magas hőmérsékleten is alacsony értékeket adott, ahogy az a 37. ábrán is jól látható.

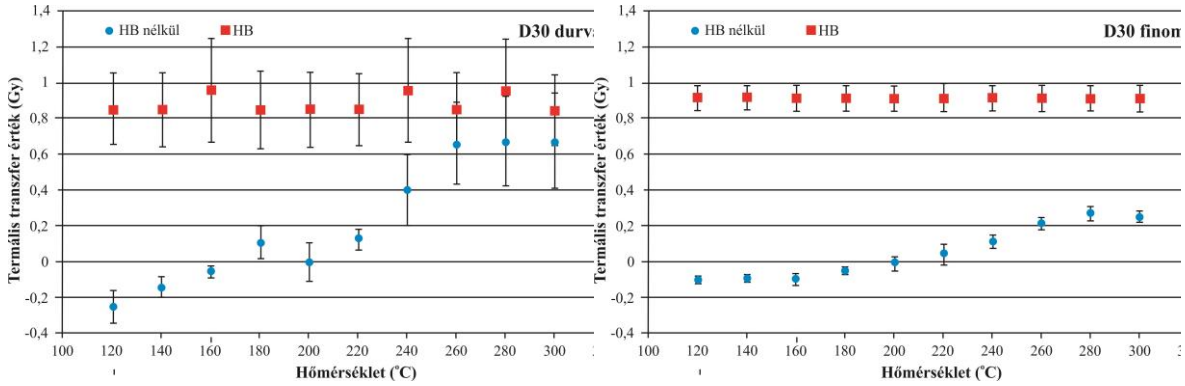
A termális transzfer teszt második felében, amikor a mérések HB beiktatásával történtek, a TT érték végig stabil maradt, és az esetek többségében jelentősen meghaladta a HB nélkül mért értékeket (37 ábra). Következtetésképp 200, illetve 300 °C-on az átlag TT értékek 0,65±0,22 Gy (maximum érték: 1,17±0,19 Gy) és 0,68±0,20 Gy-nek adódtak. Jól látható, hogy 200 °C-ig HB nélkül elhanyagolható a TT, egyéb esetben viszont nem törvényszerű, de jóval magasabb értékek is jelentkezhetnek, amelyek nagyon fiatal minták D_e meghatározásánál jelentősen módosíthatják a kapott eredményt.

A finomszemcsés minták esetében a HB nélküli TT értékek nagy hasonlóságot mutattak a durvaszemcsés minták értékeivel, habár jelentősen kisebb különbség fedezhető fel az alacsony és magas hőmérsékletek között. Az átlagos TT érték 200 °C-on -0,07±0,03 Gy míg, a maximum érték ezen a hőmérsékleten 0,00±0,01 Gy volt, eközben a 300 °C-os átlag TT érték 0,18±0,03 Gy-nek mutatkozott, vagyis a TT elhanyagolhatónak mondható. Amikor a mérések HB beiktatásával történtek, a TT értéke jelentősen emelkedett. A HB kezeléses átlagos TT érték 200 °C-on 0,94±0,02 Gy volt 0,99±0,04 Gy maximális értékkel, míg 300 °C-on az átlagérték 0,94±0,02 Gy volt, elhanyagolható eltérés mutatkozik a két hőmérsékleti érték között, azonban viszonylag magas a TT értéke a HB nélküli méréshez viszonyítva.

Általánosságban is elmondható, hogy mind a finom mind a durva szemcsés minták esetében a HB kezelés mellett a TT értéke magasabb volt, mint a HB nélküli mérések esetén. Utóbbiakat megvizsgálva az is egyértelmű, hogy, hogy a TT értékek alacsonyabbak a finom szemcsék esetében, ha a mérések HB nélkül történnek.

Az átlagos 200 °C-on kapott TT értékek nagyon hasonlóak a Truelsen és Wallinga (2003) által mért értékekhez (~0,2 Gy).


D5 durva
D5 finom
D10 durv
D10 finom
D21 durv
D21 finom
D26 durv
D26 finom
HB nélkül
HB
Termális transzfer érték (Gy)
Hőmérséklet (°C)

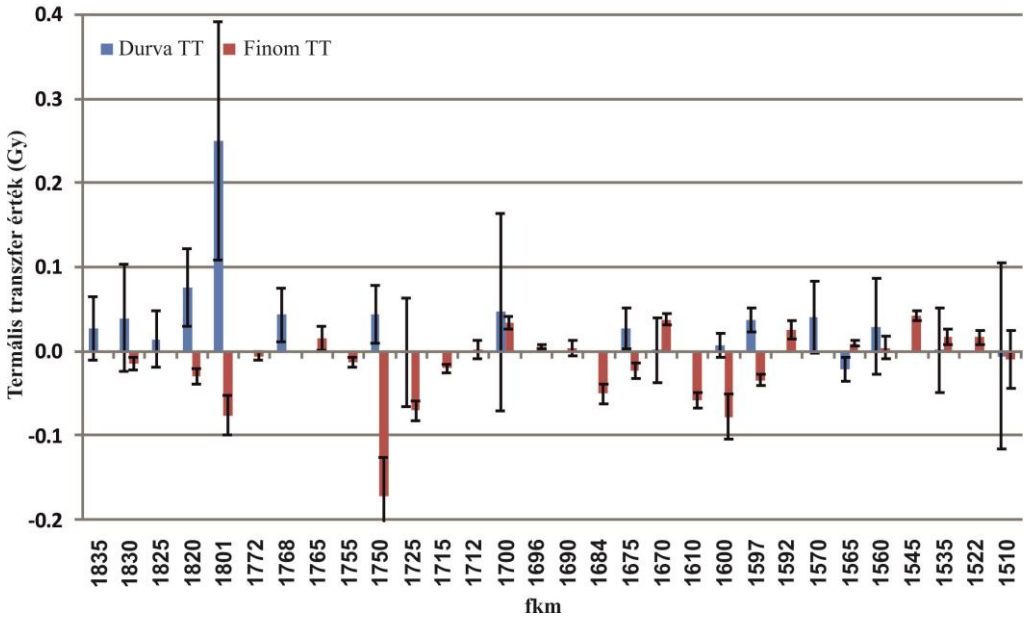


37. ábra: A durva- illetve finomszemcsés minták termális transzfer értékei. D5: Nagybajcs, D10: Süttő, D21: Ercsi, D26: Dunaföldvár, D30: Dunaszekcső.

Végül az összes durva és finom szemcsés mintára elvégeztem a termális transzfer teszteket immáron HB-es kezelés nélkül, 200 °C-os előhevítési és 160 °C-os pillanathevítés mellett. Összességében elmondható, hogy a finomszemcsés minták eredményei alacsonyabbak voltak (átlag: –0.02 ± 0.00 Gy; max: 0.04 ± 0.01 Gy), mint a durvaszemcsés mintáké (átlag: 0.04 ± 0.00 Gy; max: 0.25 ± 0.14 Gy).

A TT értékek hossz-szelvény menti eloszlását vizsgálva nem látható egyértelmű trend vagy mintázat (38. ábra). Az értékek általában alacsonyak voltak néhány kiemelkedő csúcs mellett, de ezek nem kapcsolódnak sem a mellékfolyókhoz, sem a Duna morfológiai változásaihoz. Ennek megfelelően a kvarc ásványtani jellemzői viszonylag egységesnek mondhatók a vizsgált szakasz mentén. A kapott, viszonylag alacsony értékek alapján úgy találtam, hogy az egyenértékdózis mérések során a TT korrekció nem szükséges és a dunai üledékek ebben a tekintetben jól teljesítettek a vizsgált szakaszon.

Az általam kapott TT értékek szakirodalmi adatokat összehasonlítva alacsonynak mondható, hiszen például Ward et al. (2003) számos folyóvízi mintát vizsgálva átlagosan 1,5 Gy-nek megfelelő dózist mért a termális transzfert vizsgálva, amely igen jelentősnek mondható, főként fiatal minták esetében. Másrészről Truelsen és Wallinga (2003) a részletes TT tesztekkel valamivel alacsonyabb értékeket kapott: 0,2-0,5 Gy. Az általam számított értékeke leginkább Jaiswal et al. (2009) kutatási eredményeihez hasonlítható, akik folyóvízi minták vizsgálata során 0,04-0,10 Gy TT értékeket mértek, melyekkel számolni kell, de nem fognak jelentős túlbecslést okozni a korszámítás során.



38. ábra: A termális transzfer értékének változása a Duna hossz-szelvénye mentén a durva- és a finomszemcsés mintákra vonatkozóan.

Következtetésként elmondható, hogy mind a durva-, mind a finomszemcsés üledékeken végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a TT esetében a Duna üledékek egyenértékdózisa jelentősen megnő, ha az előhevítési hőmérsékletet 200 ° C fölé visszük. A finomszemcsés minták TT értékei egységesebb mintázatot mutattak a különböző előhevítési hőmérsékleteken, míg a durvaszemcsés minták nagyobb változékonyságot mutattak. Habár a HB alkalmazása csökkenti a visszamért dózisok szórását, jelentős mértékű TT-hez vezethet, amely mintánként eltérő mértékű lehet. Ezért a továbbiakban javasolt a HB nélküli SAR protokoll alkalmazása a magyarországi Duna üledékeken. Általánosságban elmondható, hogy a minták TT értéke nem volt jelentős és a korrekció csak modern és néhány évszázados üledék esetén szükséges. Az eddigi vizsgálatok alapján a durvaszemcsés fiatal üledékekre 0,04 ± 0,001 Gy termális transzfer korrekciós értéket javasolok.

5.3. Reziduális dózisok alakulása a Duna mentén

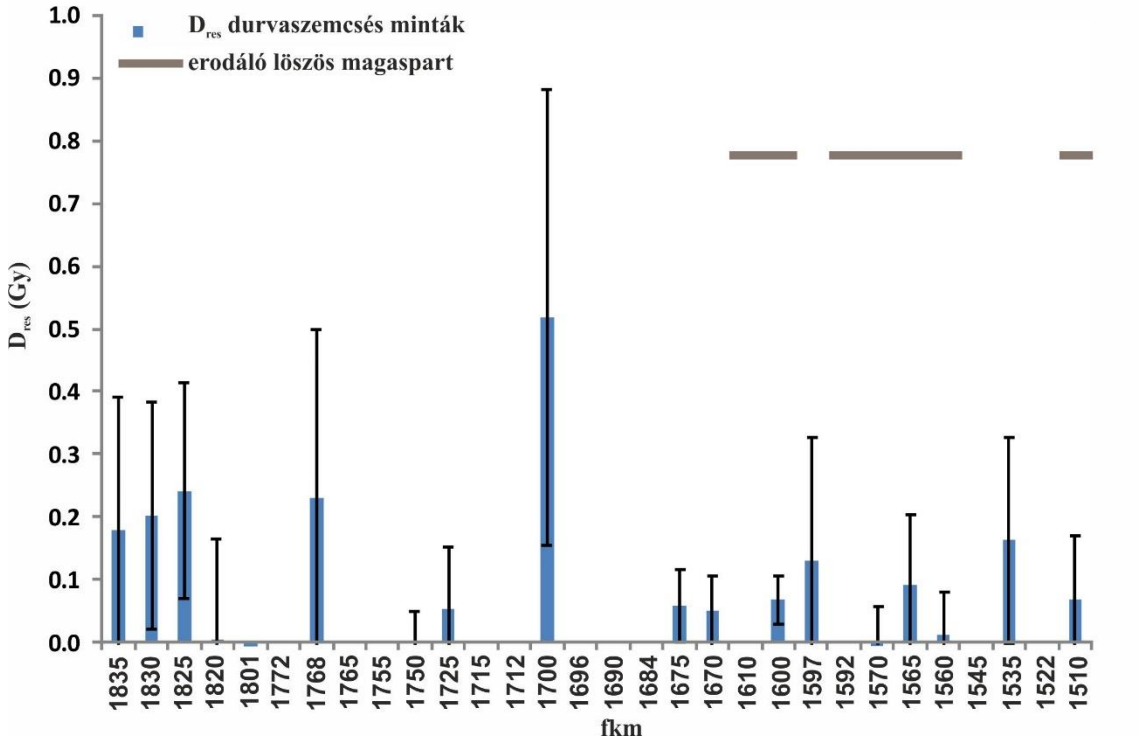
A recens minták SAR protokoll mérési eredményei alapján kiszámítottam a reziduális dózisokat. A TT teszteket követően kiszámítottam az egyenértékdózis értékeket mind a durva-, mind a finomszemcsés mintákra. Azokban az esetekben, amikor a TT pozitív értéket vett fel elvégeztem a TT korrekciót is (6. táblázat). A korrigált eredményeket tekintettem a minták rezidulis dózis (D_{res}).

6. táblázat: A Duna mentén gyűjtött recens minták egyenérték dózisai, termális transzfer értékei, illetve a korrekció után kapott reziduális dózisok.

Minta	fkm	Durvaszemcsék			Finomszemcsék		
		D_e (Gy)	TT (Gy)	D_{res} (Gy)	D_e (Gy)	TT (Gy)	D_{res} (Gy)
D1	1835	0,20±0,21	0,03±0,04	0,18±0,21			
D2	1830	0,24±0,17	0,04±0,06	0,20±0,18	1,65±0,46	-0,02±0,01	1,65±0,46
D3	1825	0,26±0,17	0,01±0,03	0,24±0,17			
D4	1820	0,08±0,15	0,08±0,05	0,00±0,16	0,56±0,04	-0,03±0,01	0,56±0,04
D5	1801	0,07±0,06	0,25±0,14	0,00±0,15	0,43±0,04	-0,08±0,02	0,43±0,04
D6	1772				0,67±0,12	-0,01±0,01	0,67±0,12
D7	1768	0,27±0,27	0,04±0,03	0,23±0,27			
D8	1765				0,37±0,05	0,02±0,01	0,35±0,05
D9	1755				0,86±0,06	-0,01±0,01	0,86±0,06
D10	1750	0,04±0,04	0,04±0,03	0,00±0,05	0,98±0,09	-0,17±0,05	0,98±0,09
D11	1725	0,05±0.08	0,00±0,06	0,05±0,10	0,46±0,05	-0,07±0,01	0,46±0,05
D12	1715				0,27±0,04	-0,02±0,01	0,27±0,04
D13	1712				0,88±0,12	0,00±0,01	0,88±0,12
D14	1700	0,56±0,34	0,05±0,12	0,52±0,36	0,63±0,09	0,03±0,01	0,60±0,09
D15	1696				1,59±0,27	0,01±0,00	1,59±0,27
D16	1690				0,61±0,04	0,00±0,01	0,61±0,04
D17	1684				1,03±0,10	-0,05±0,01	1,03±0,10
D18	1675	0,08±0,05	0,03±0,02	0,06±0,06	0,77±0,09	-0,02±0,01	0,77±0,9
D19	1670	0,05±0,04	0,00±0,04	0,05±0,06	1,96±0,26	0,04±0,01	1,92±0,26
D20	1610				0,63±0,10	-0,06±0,01	0,63±0,10
D21	1600	0,07±0,04	0,01±0,01	0,07±0,04	1,27±0,07	-0,08±0,03	1,27±0,07
D22	1597	0,17±0.20	0,04±0,01	0,13±0,20	3,18±0,16	-0,03±0,01	3,18±0,16
D23	1592				14,52±0,52	0,03±0,01	14,50±0,52
D24	1570	0,03±0,05	0,04±0,04	-0,01±0,06			
D25	1565	0,09±0,11	-0,02±0,01	0,09±0,11	2,37±0,17	0,01±0,00	2,36±0,17
D26	1560	0,04±0,04	0,03±0,06	0,01±0,07	7,55±0,35	0,00±0,01	7,55±0,35
D27	1545				13,11±0,96	0,04±0,01	13,07±0,96
D28	1535	0,16±0,16	0,00±0,05	0,16±0,17	2,50±0,83	0,02±0,01	2,48±0,83
D29	1522				0,87±0,03	0,02±0,01	0,85±0,03
D30	1510	0,07±0,10	-0,01±0,11	0,07±0,10	1,25±0,03	-0,01±0,04	1,25±0,03

Általánosságban elmondható, hogy a dunai durva üledékekre vonatkozóan az átlagos és maximum D_{res} érték 0,10±0,01 Gy, illetve 0,56 ± 0,17 Gy, míg a finom üledékek esetében ezek az értékek számottevően magasabbnak, 2,34±0,72 Gy-nek és 14,50 ± 0,52 Gy-nek mutatkoztak (6. táblázat). Következtetésképpen a D_{res} értékek hozzávetőlegesen 60-120 évnek felelnek meg, amennyiben átlagos, 1-2 Gy/ka dózisteljesítménnyel számolunk. Idősebb minták esetében ez elhanyagolhatónak mondható, azonban fiatalabbaknál jelentős lehet ez a túlbecslés. Amint azt számos korábbi tanulmány kimutatta, a finom szemcsékből származó D_{res} jelentősen magasabb, ami hozzávetőleg 1,2-2,3 ezer éves túlbecsléshez vezet (6. táblázat).

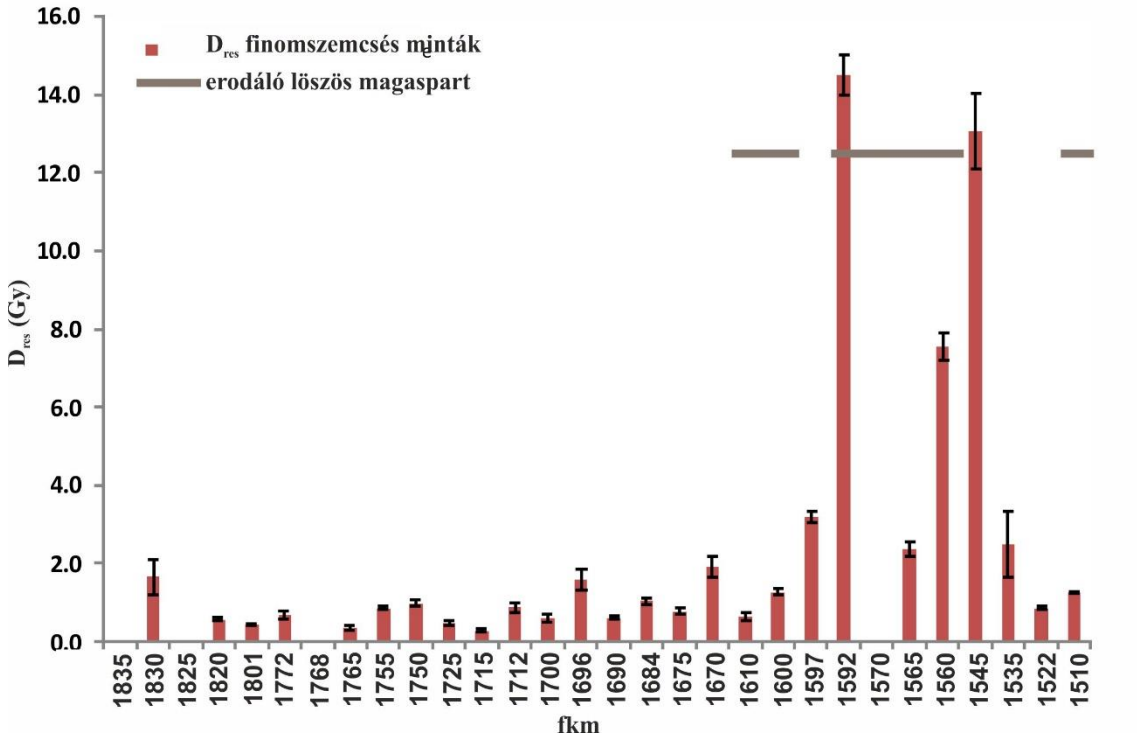
Ha az eredményeket a folyó hossz-szelvénye mentén vizsgáljuk, jól látható, hogy a durvaszemcsés minták értékei nem mutatnak térbeli tendenciákat vagy mintázatot (39. ábra). Van egy kiemelkedő érték, de nem köthető semmilyen változáshoz a morfológiában vagy a fluviális dinamikában.



39. ábra: A recens durvaszemcsés minták D_{res} értékei a Duna hossz-szelvénye mentén.

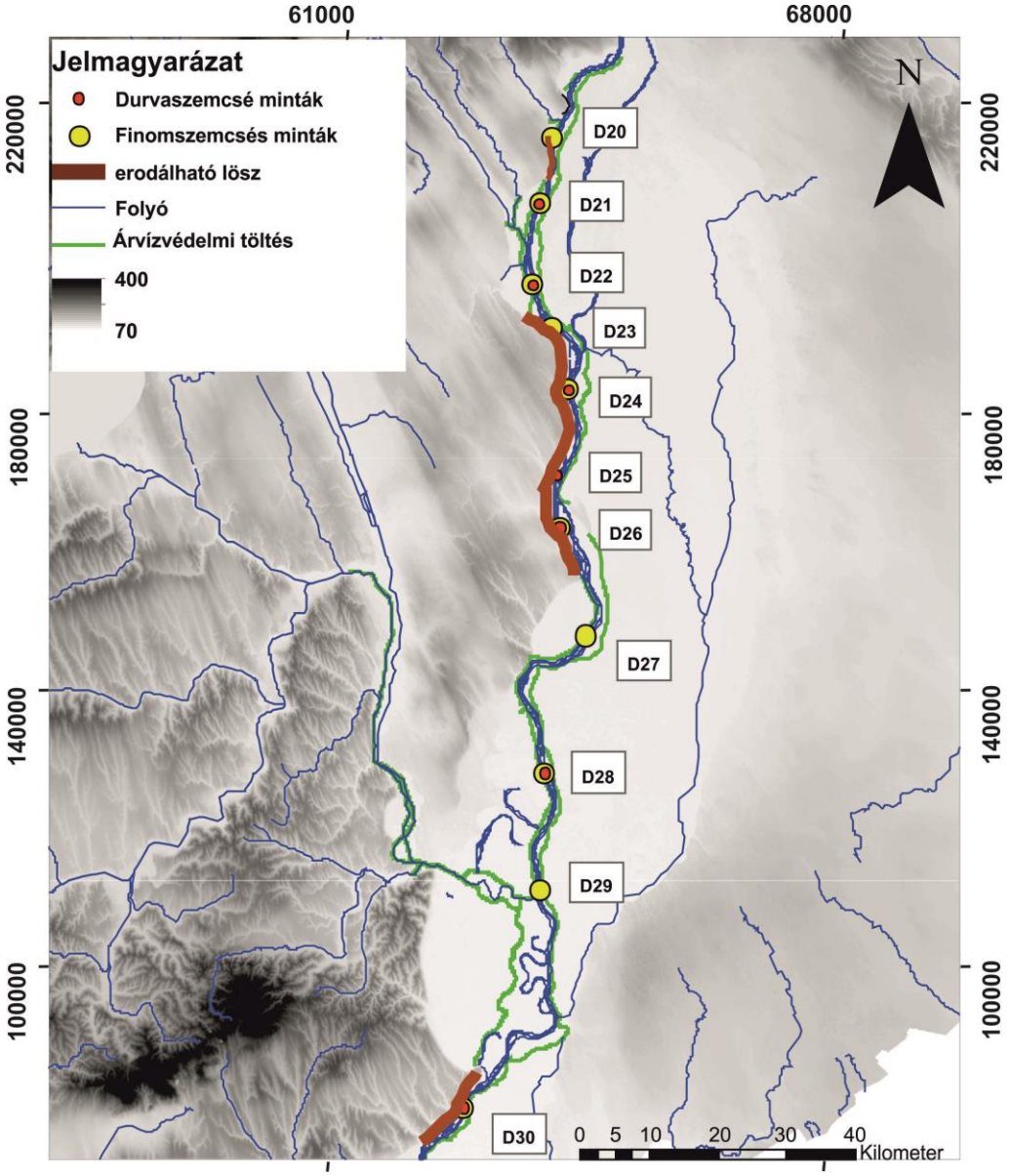
A finomszemcsés minták eredményei a durvaszemcsésektől lényegesen eltérnek. A D_{res} értékek növekvő tendenciája Budapesttől figyelhető meg, ahonnan a folyó jellegzetes karaktert mutat. A legnagyobb értékek (14,5 ± 0,5 és 13,1 ± 1,0 Gy) azonban az alsó szakaszon, a D23 és D27 mintavételi pontoknál jelentkeztek. Ezután a szakasz után az

értékek újból csökkentek. Ez a finomszemcsés minták D_{res} értékeinek lokális, de erőteljes zavartságára utal (40. ábra).



40. ábra: A recens finomszemcsés minták D_{res} értékei a hossz-szelvény mentén.

A világosan azonosítható jelenség a folyó jobb partján fekvő, eróziós löszfalak mentén figyelhető meg (41. ábra). Ezért valószínűleg a pleisztocén üledékeket az árvízi erózió a Dunába mosta és a szinte folyamatos tömegmozgások jelentősen hozzájárulhattak a maradványjelekhez. A fenti megállapításokat alátámasztja az a tény is, hogy a durvaszemcsés D_{res} értékek nem mutatnak növekedést ezeken a helyeken, ezért nagyon valószínű, hogy a D_{res}-zavar forrása a lösz. A finomszemcsés D_{res} értékek fokozatos csökkenése az eróziós szakaszon kívül azt is mutatja, hogy a természetes kioltódás milyen mértékben megy végbe a folyó finomszemcsés, alapvetően lebegtetett hordalékában, hiszen 20 km-en belül a D_{res} szint hasonló értékekre esik, mint a Duna felsőbb szakaszain.



41. ábra: A mintavételi pontok, illetve a Mezőföld erodálódó löszös magaspartjának elhelyezkedése a Duna magyarországi alsó szakaszán.

Következetésként elmondható, hogy a közepes és homok méretű durvaszemcsés üledékek fakítása közel teljes a vizsgált folyószakasz mentén, a D_{res} és standard hibája 0,10 ± 0,01 Gy-nek adódott. A durvaszemcsés minták D_{res} hossz-szelvény menti eloszlása nem mutatott egyértelmű mintázatot vagy tendenciát.

Ezért azt javaslom, hogy a továbbiakban a vizsgált területen a fiatal üledékek egyenértékdózisait 1 ka korig a fenti értékkel tanácsos korrigálni. Ezenkívül a dunai paleoüledékek esetében a hiányos fakítás hozzájárulása a mért egyenértékdózishoz kevésbé fontos, ha megfelelő statisztikát alkalmaznak, de az üledékes környezet bizonyos eltéréseket okozhat, amelyeket a jövőben is vizsgálni kell.

A finomszemcsés üledékek esetében a hiányos fakítás azonban jelentős probléma volt. Az értékek hossz-szelvény menti mintázata nagy kontrasztot mutat, ami azt jelenti, hogy az alsó szakaszokon ez a frakció nem alkalmazható biztonságosan a paleoüledékekre az OSL kormeghatározás során. Azonban a Duna felső szakaszán, ahol az üledékes környezetben nem áll rendelkezésre homokos szemcseméret, a finomszemcsék megfelelő alternatívák lehetnek, de figyelembe kell venni az itt kapott átlagos D_{res} értéket (0,85 ± 0,12 Gy), mellyel korrigálni érdemes a kapott egyenértékdózisokat.

A finomszemcsés minták esetében egyértelműen megemelkedett azokon a szakaszokon, ahol a Dunát löszfalak szegélyezik. Ezek alapján elmondható, hogy a finomszemcsés D_{res} értékek a jelenlegi eróziós aktivitás indikátorai is lehetnek.

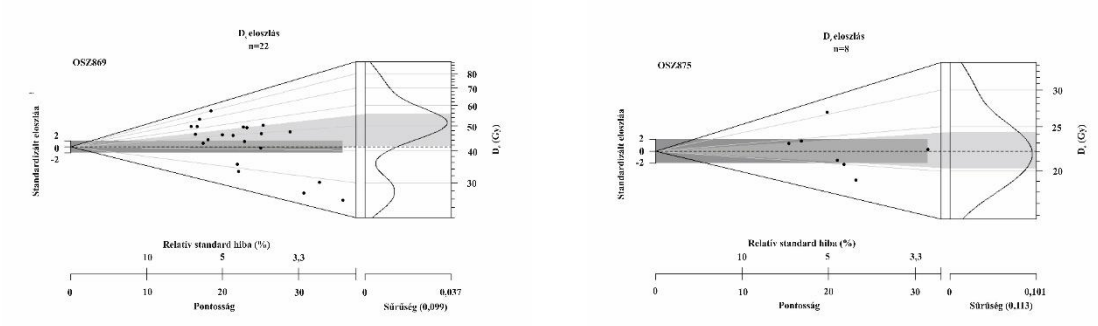
Korábban láthattuk, hogy számos tényező befolyásolja a reziduális dózisok nagyságát. Az általam kapott értékekkel ugyan szükséges a korrekció a további mérések során, azonban jól látható, hogy egyéb szakirodalmi adatokkal hasonlóságot mutatnak. Stokes et al. (2001) a Loire folyót vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy a felső szakaszon nagyon jelentős a reziduális dózis értéke, hiszen megközelítőleg 14 Gy volt, a középső szakaszon ez 3,3 Gy-re csökkent, míg az alsó szakaszon már csak 0,3 Gy-nek bizonyult. Ugyanez a csökkenés a Dunán is megfigyelhető, hiszen Fiebig és Preusser (2007) által kapott értékhez képest (6.1±0.2 Gy) jelentős csökkenés figyelhető meg a magyarországi szakaszon. További vizsgálatokkal teljesebb képet kaphatnánk a Duna teljes hosszára vonatkozóan, így komplexebb hipotézist építhetnénk fel a reziduális dózisokat befolyásoló tényezőkről.

5.4. A II. ártéri szint kialakulása és fejlődése

A II. ártéri szint kialakulásának vizsgálatához a Kolon-tó melletti mintavételi pontok eredményeit használtam fel, amelyek közül az izsáki (I) mintaterület a Kolon-tó partvonalától ÉK-re, míg a páhi (P) mintaterület DK-re helyezkedik el. A két területen összesen 4 fúrást mélyítettünk, egyet Izsákon (I1), illetve hármat Páhiban (P1-3), mindenhol az első homokréteg eléréséig. A P2/3-as és P2/4-es mintákat már a feltárások alkalmával össze kellett vonnom (P2/3-P2/4), mivel ezek tulajdonképpen egy rétegből származnak és a kevés mintamennyiség nem tette lehetővé a külön-külön történő OSL méréseket (43. ábra).

Az OSL mérések során általában 24-24 részmintát használtam fel, kivéve a P3/2-es mintát, amely esetében 18 részminta került mérésre. Az elfogadható részminták aránya megfelelőnek bizonyult (66-92 %), egy minta kivételével, mivel a P3/2-es minta esetében a csupán részminták 44 %-a volt elfogadható. A ferdeség és csúcsosság értékek egy mintát

kivéve (P2/3-P2/4) alacsonyak voltak. Az Abanico-diagramot vizsgálva (42. ábra) az I1/3-as és a P1/3-as minták egyértelműen több móduszú eloszlást mutattak, így ebben a két esetben MAM3 alkalmazásával állapítottam meg az egyenérték dózist, míg a többi esetben CAM modellt használtam (7. táblázat).

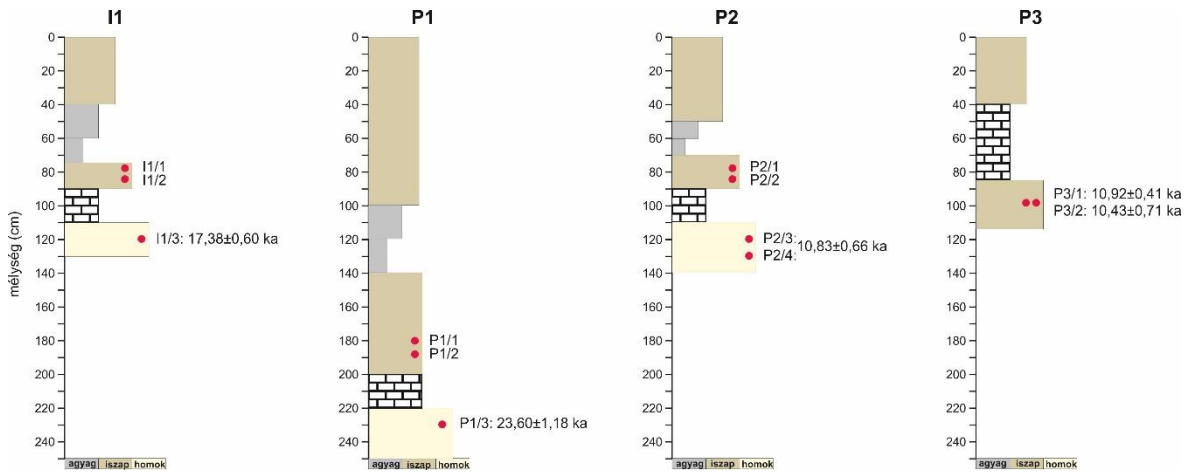


42. ábra: Példa a több móduszú, illetve az egy móduszú eloszlásra a Kolon-tó mellől, a II. szintből származó minták esetében.

Ugyan a mintavételi pontok már az eolikus formákkal borított felszín határán helyezkednek el, azonban az előbb említett két minta (I1/3 és P1/3) eloszlási görbéje nagy hasonlóságot mutat a folyóvízi mintákéval, hiszen az több móduszú, ami reziduális jelek jelenlétére utalhat, a nem megfelelő természetes kioltódásnak köszönhetően.

A gamma spektroszkópiás mérések eredményeit és a kiszámított dózisteljesítmény értékeket az 8. táblázat tartalmazza. A minták *in situ* nedvességtartalma 10-35 % között változott. A kapott dózisteljesítmény értékek 3-5 %-os hibával rendelkeztek. Az egyenérték dózis és dózisteljesítmény hányadosaként számított korok relatív hibái 5-10 % között mozogtak.

Mind a négy fúrás esetében harántoltunk réti mészkövet, ami alól minden esetben gyűjtöttünk mintát OSL kormeghatározáshoz. A P2-es és P3-as fúrások réti mészkő alatti homokrétegeinek kora nagyon hasonló volt, a holocén elejére tehető: a P2/3-P2/4-es minta kora 10,83 ± 0,66 ka, míg a P3/1-es és a P3/2-es mintáké 10,92± 0,41 ka és 10,43 ± 0,71 ka. A P1-es és az I1-es fúrásokban a réti mészkő alatti üledékrétegek kora jelentősen idősebbnek bizonyult: a P1/3-as minta 23,60 ± 1,18 ka-nak, míg az I1/3-as minta 17,38 ± 0,60 ka-nak adódott (43. ábra és 7. táblázat). Ezen minták esetében figyelhető meg a már említett több móduszú eloszlás. Tehát az egyenérték dózisok eloszlása alapján valószínűsíthető a folyóvízi üledékek jelenléte a területen.



43. ábra: Az II. szint anyagába mélyített fúrási szelvények, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora. A négyzethálós rész a réti mészkő előfordulást jelzi.

A P1-es fúrás koradata (23,60 ± 1,18 ka) némileg fiatalabbnak adódott a Sümegi et al. (2011) által meghatározott radiokarbon kornál (25 000 BC)., míg az I1/3-as minta kora (17,38 ± 0,60 ka) lényegesen fiatalabbnak adódott. Azonban ezen idős minták széles eloszlása fluviális üledékre utal, mivel a rövid szállítási távolság miatt alakulhatott ki reziduális dózis. A dózis eloszlások alapján valószínűsíthetően fluviális eredetű homokrétegnek a megőrződését segítette elő a réti mészkő kialakulása 23 ka és 10 ka között. Tehát a Duna az Utolsó Glaciális Maximum környékén hagyta el ezt a területet, azaz a II. szint formálódása eddig tarthatott.

7. táblázat: Az I1-es, P1-es, P2-es és P3-as minták OSL koradatainak számításához szükséges értékek.

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w[1] (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	F/M[2] (db)	Ferdeség	Csúcsosság	Kormodell	D_e (Gy)	Kor (ka)
I1/1	90-150	120	33,7±2,0	2,28±0,23	7,20±0,72	0,94±0,05	1,58±0,05	16/24	-0,06	1,31	MAM3	27,55±0,15	17,38±0,60
P1/3	90-150	230	34.0±2.0	2.07±0.20	6.51±0.96	0.85±0.09	1.43±0.07	22/24	-0,39	1,92	MAM3	33.67±0.29	23.6±1.2
P2/3-P2/4	90-150	120	23.0±4	2.96±0.29	8.85±0.89	0.16±0.01	2.10±0.08	40/48	1,28	6,92	CAM	22.82±1.09	10.8±0.7
P3/1	90-150	100	26.6±4	2.99±0.30	10.33±1.03	0.17±0.01	1.71±0.06	17/24	0,14	3,1	CAM	23.59±0.12	10.9±0.4
P3/2	90-150	100	27.0±4.0	2.99±0.30	10.33±1.03	0.17±0.01	1.71±0.06	8/18	0,65	2,12	CAM	22.49±1.47	10.4±0.7

[1]: Víztartalom

[2]: A felhasznált/mért korongok aránya

5.5. Az I. ártéri szint kialakulása és fejlődése

5.5.1. A legidősebb (I/3) alacsony ártéri szint formálódása

Ezen a területen Öregcsertő mellett található ártéri laposban gyűjtöttünk mintát, ahol egy 10 méter mély fúrást mélyítettünk és minden homokos réteget megmintázva 4 OSL mintát gyűjtöttünk (Ö1: 475 cm, Ö2: 620-670 cm, Ö3: 770-780 cm és Ö4: 920-980 cm). Az Ö1-es minta esetében 4-11 µm-es szemcseméret frakciót alkalmaztam, mivel a feltárás során a homokfrakció aránya igen kevésnek bizonyult.

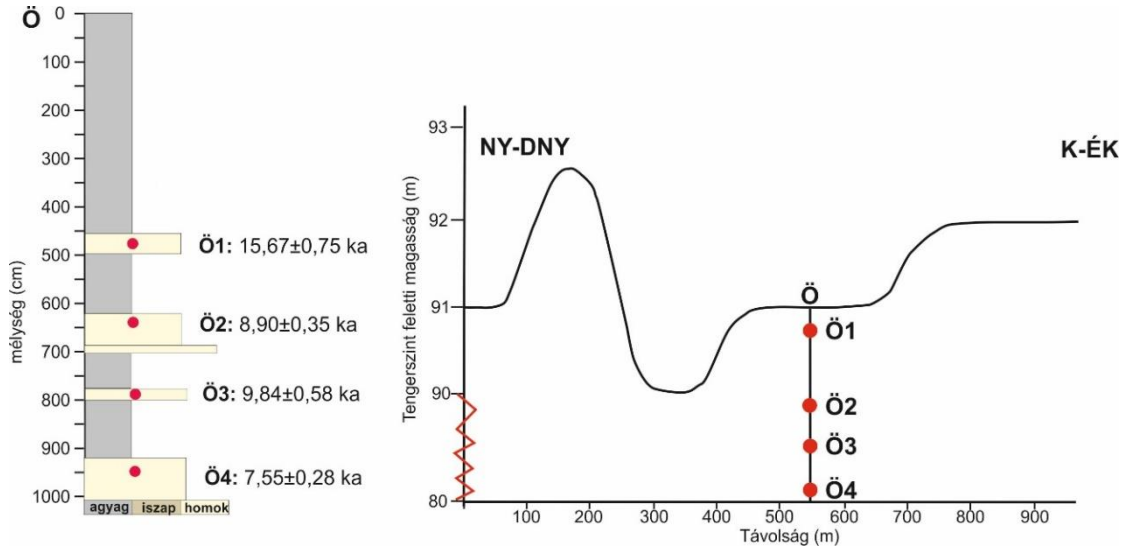
A finomszemcsés minta esetén az igen magas lumineszcens intenzitások miatt a részminták 92%-a elfogadható volt, az 5.3.fejezetben tett megállapításoknak megfelelően. A durvaszemcsés minták nem viselkedtek olyan jól, ezért is volt szükség ezek kapcsán több részminta mérésre. A legrosszabb esetben a mérések 31 %-át, míg a legjobb esetben a 65 %-át lehetett elfogadni (8. táblázat).

A durvaszemcsés egyenérték dózis értékek eloszlásának ferdeség és csúcsosság adatait vizsgálva minden minta esetében egyértelmű volt a CAM alkalmazása a számítások során (8. táblázat). A finom szemcsés minták esetében átlag és standard hiba alapján számítottam ki a D_e adatokat. Az egyenérték dózisok hibái 3 esetben (Ö1, Ö2 és Ö4) nagyon alacsonyak voltak, 1-3 %. Az Ö3-as minta egyenérték dózis relatív hibája valamelyest magasabb volt (6 %), azonban még ez az érték is elfogadhatónak tekinthető. A minták nedvességtartalma viszonylag magas volt (25-33%). A dózisteljesítmény értékek nagy hasonlóságot mutattak a többi területhez hasonlítva (8. táblázat)

Az Ö1-es finomszemcsés minta jelentősen idősebb (15,67±0,75 ka; 9 táblázat), mint a mélyebben fekvő rétegek, hiszen az Ö2-es minta kora 8,90±0,35 ka, az Ö3-as 9,84±0,58 ka, míg az Ö4-es minta kora pedig 7,55±0,28 ka-nak adódott. A recens mintáknál bemutatott probléma ebben az esetben is megjelenik, nevezetesen, hogy a finomszemcsés minták jelentős reziduális jellel rendelkezhetnek a lumineszcens jelek nem megfelelő kioltódása miatt, és úgy tűnik, hogy a recens mintáknál tapasztalt 1-2 ezer évnél akár jelentősen magasabb értékek is adódhatnak az idősebb minták esetében. Jól látható az is, hogy az Ö4-es 920-980 cm-ről származó minta kora alacsonyabb a feljebb lévő rétegek koránál (44. ábra és 8. táblázat).

8. táblázat: Az Ö1, Ö2, Ö3 és Ö4-es minták OSL koradatainak számításához szükséges értékek.*.

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	F/M (db)	Ferdeség	Csúcsosság	Kormodell	D_e (Gy)	Kor (ka)
Ö1	4-11	475	33±3	3,37±0,06	8,22±0,20	1,83±0,06	2,86±0,13	22/24	-0,38	2,63	átlag + standard hiba	44,71±0,43	15,67±0,75
Ö2	90-150	620-670	30±3	3,31±0,06	8,02±0,21	1,90±0,06	2,48±0,05	15/48	0,16	1,80	CAM	22,10±0,75	8,90±0,35
Ö3	90-150	770-780	31±3	3,31±0,06	8,01±0,20	1,81±0,06	2,38±0,05	20/48	0,72	2,40	CAM	23.46±1,30	9,84±0,58
Ö4	90-150	920-980	25±2,5	3,30±0,06	7,99±0,19	1,71±0,05	2,44±0,04	31/48	0,29	1,86	CAM	18,44±0,61	7,55±0,28



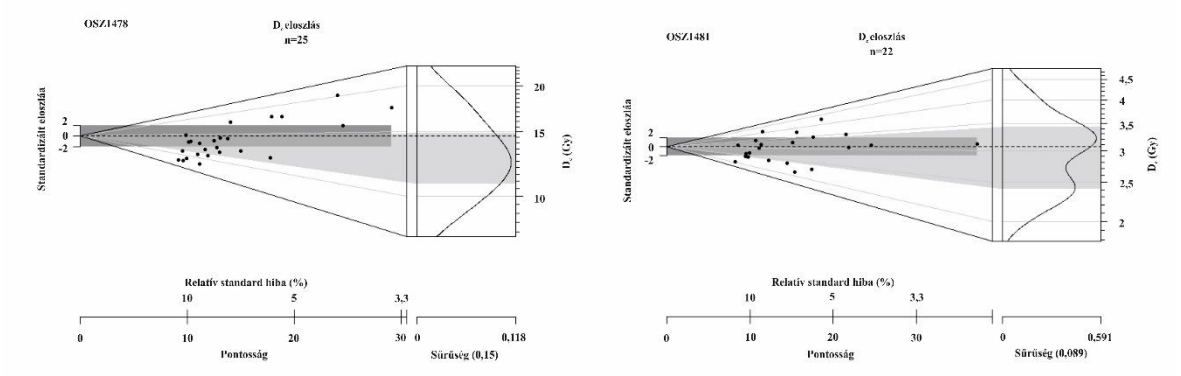
44. ábra: Az Öregcsertő (Ö) mintaterületen mélyített fúrás szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora.

5.5.2. Az I/2. ártéri szint formálódása

Az I/2. szinten három mintaterületen gyűjtöttem mintákat. A Kalocsai-Sárköz északi részén, az I/1. és I/2. térszín peremén elhelyezkedő a nagykékesi (NK) paleomederek legfiatalabb övzátonyainak első és második homokrétegéből származnak az OSL minták, illetve ettől délre, az Alsóerek (AE) mellett található elhagyott medrek övzátonyait is megmintáztuk. A legészakabbi mintavételi hely Dunavecsénél (DV) található, ennek különlegessége, hogy nem a mentett oldalon, hanem a hullámterében mélyítettünk 4 fúrást, ahol nem csak a szint formálódásának korát vizsgáltam, hanem az esetleges hullámtér-feltöltődés mértékét is.

A nagykékesi mintaterületen az NK1-es pontban egy paleomeder két övzátonyáról gyűjtöttünk OSL mintákat. Az NK1/1-es pontban 110 és 220 cm-es mélységből, míg az NK1/2-es pontban csak a legfelső homokrétegből (100 cm). A másik két pontban két különböző meder legfiatalabb övzátonyainak két felső homokrétegét mintáztuk meg, az északi medernél ez (NK2/1) 110 és 260 cm-t, míg a délebbinél (NK2/2) 120 és 200 cm-t jelentett (46. és 47. ábra).

A minták összességében jól teljesítettek a SAR mérések alkalmával, hiszen a kiértékelések során általánosságban a részminták 40-70 %-a volt elfogadható. Két minta esetében valamivel alacsonyabb volt ez az arány, mivel a részminták csupán 16 %-a (NK2/1 110), illetve 24 %-a (NK2/2 120) felelt meg a kritériumoknak. A minták egyenérték dózisainak eloszlását vizsgálva több esetben egyértelmű volt az alkalmazott számítási módszer kiválasztása, alacsony ferdeségi értéket és centrális eloszlást mutattak az NK1/1 210 cm, az NK 2/2 130 cm minták esetében, illetve az NK 2/1 260 cm minta esetében is, mert itt kevés adat állt rendelkezésre, ezért ezekben az esetekben a CAM módszert alkalmaztam. Az NK1/2 100-as minta ferdeség értéke magasnak bizonyult (1,02), valamint az Abanico-diagramon is jól látszik (45. ábra) a több móduszú eloszlás, így egyértelmű volt a MAM3 alkalmazása. Három esetben (NK1/1 110, NK2/1 110 és NK2/2 200) azonban nem lehetett ilyen bizonyossággal kiválasztani a számítási módszert, hiszen ezek a minták alacsony ferdeség értékkel rendelkeztek (-0,11, 0,07 és -0,05), az Abanico-diagramon azonban egyértelműen több móduszú eloszlás mutatkozik (45. ábra). Így ezekben az esetekben MAM3-at használtam az egyenérték dózisok kiszámításához. A kapott D_e értékek hibái két esetben voltak kiugróak, mivel az NK2/1 110 cm minta 18 %-os hibával rendelkezett, míg az NK2/1 260 cm minta 10 %-ossal. A többi esetben 3-8 %-os hibával kellett számolni (9. táblázat).



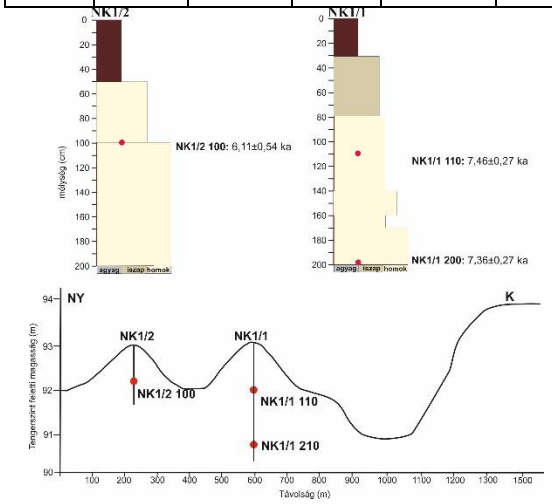
45. ábra: Példa a több móduszú, illetve az egy móduszú eloszlásra a nagykékesi (NK) minták esetében.

A minták nedvességtartalma többségében 20 % felett alakult, csak az NK1/1 110 cm (18%) és az NK1/1 210 cm minták (8%) rendelkeztek ennél alacsonyabb víztartalommal. A dózisteljesítmény értékek nagyon hasonlóan alakultak, hibáik 2-3 % körül voltak. Az NK1/2 100 cm minta D* értéke alacsonyabb volt a többinél (1,08±0,03 Gy/ka; 9. táblázat).

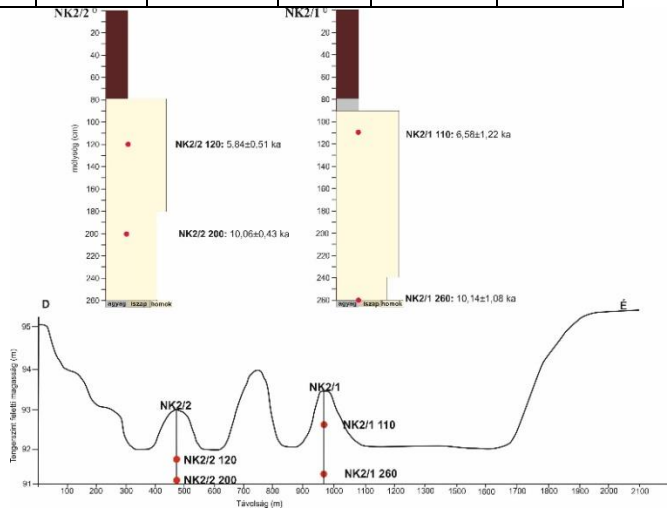
Az egyenérték dózisok és a dózisteljesítmény értékek hányadosaként kapott korok a következőképpen alakultak. Az NK1-es paleomeder övzátonyainak kora 5,84±0,51-7,36±0,37 ka év között mozgott. Az NK1/1-es ponton 110 cm-en 7,46±0,27 ka, míg 210 cm-es mélységben 7,36±0,37 ka -nak adódott a kor, míg az NK1/2-es övzátony 100 cm mélyen fekvő homokrétege 6,11±0,54 ka korúnak bizonyult. Az északabbra fekvő két paleomeder övzátonyainak felső homokrétegei jól illeszkednek ezekhez a korokhoz, hiszen az NK2/1 110 cm-es réteg kora 6,58±1,22 ka, míg az NK2/2 120 cm-es mélységben elhelyezkedő rétegé pedig 5,84±0,51 ka. A legalsó megmintázott rétegek 10 ezer év körülire datálhatók (NK2/1 260 cm: 10,14±1,08 ka, illetve NK2/2 200 cm: 10,06±0,43 ka; (46. és 47. ábra, 9. táblázat).

9. táblázat: A Nagykékes melletti (NK1 és NK2) fúrásokból származó minták koradatainak számításához szükséges értékek.*

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	F/M (db)	Ferdeség	Csúcsosság	Kor modell	D_e (Gy)	Kor (ka)
NK1/1	90-150	110	18±1.8	2.31±0.04	5.94±0.14	1.17±0.03	1.93±0.04	17/24	-0,11	1,56	CAM	14.42±0.46	7.46±0.27
NK1/1	90-150	210	8±1.6	1.29±0.03	4.02±0.11	0.94±0.03	1.52±0.04	34/48	0,56	2,39	CAM	11.20±0.50	7.36±0.27
NK1/2	90-150	100	20±2	0.69±0.02	2.15±0.06	0.86±0.03	1.08±0.03	29/68	1,02	3,17	MAM3	6.6±0.55	6.11±0.54
NK2/1	90-150	110	25±2.5	1.73±0.04	4.99±0.13	1.30±0.04	1.73±0.04	13/24	0,07	1,63	MAM3	11.36±2.09	6.58±1.22
NK2/1	90-150	260	25±2.5	2.06±0.04	6.14±0.16	1.52±0.05	1.98±0.04	4/24	-0,36	0,97	CAM	20.10±2.09	10.14±1.08
NK2/2	90-150	120	30±3	2.11±0.04	5.91±0.15	1.50±0.04	1.94±0.04	23/96	0,13	2,11	CAM	19.57±0.73	10.06±0.43
NK2/2	90-150	200	30±3	2.07±0.04	5.74±0.14	1.37±0.04	1.81±0.04	23/48	-0,05	2,13	MAM3	10.61±0.89	5.84±0.51



46. ábra: A Nagykékes melletti NK1 fúrási szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora

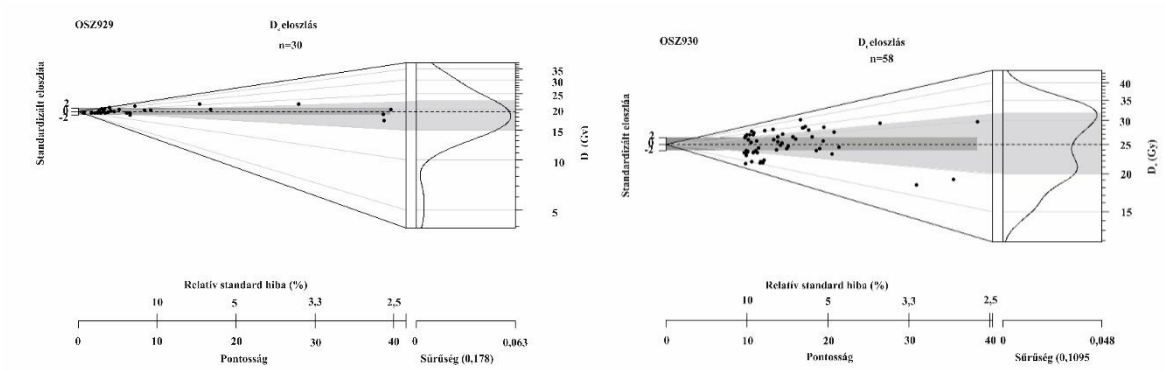


47. ábra: A Nagykékes melletti NK2 mintaterület fúrási szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora

Alsóereken két paleomeder övzátonyait mintáztuk meg (AE1-4). A keletebbre lévő, nagyobb görbületi sugarú meder esetében a legfiatalabb övzátonyon (AE1) mélyítettünk egy fúrás, amelyből 3 mélységben gyűjtöttünk OSL mintákat (AE1/1: 60 cm, AE1/2: 130 cm és AE1/3: 190 cm; (49.és 50. ábra). A nyugatabbra lévő, szűkebb meander három övzátonyának legfelső homokrétegéből gyűjtöttünk mintákat (AE2: 70 cm, AE3: 70 cm és AE4: 110 cm).

Ezen minták esetében jelentősen több, 72-94 részminta mérésére volt szükség, mivel az eredmények mindössze 30 %-a volt elfogadható a SAR kritériumok szempontjából, melynek oka az alacsony beütésszám volt (10. táblázat).

Az első meder mintái esetében az AE1/1 és AE1/2-es minták egyenérték dózisainak meghatározására centrális kormodellt alkalmaztam, mivel mindkét minta esetében a részeredményekből szerkesztett gyakorisági hisztogrammok csúcsosság értéke magas volt (2,84 és 1,82), a ferdeség érték is alacsonynak bizonyult (0,19 és 0,02; 11. táblázat), illetve amint ez az Abanico-diagramokon is látható (48. ábra) mindkét minta egyenérték dózis sűrűség függvénye szinte szimmetrikus. Az AE1/3-as minta ferdeség értéke jelentősen magasabb volt (1,2), ezért ebben az esetben a MAM3-mal számítottam ki a D_e értékeket (10 táblázat).

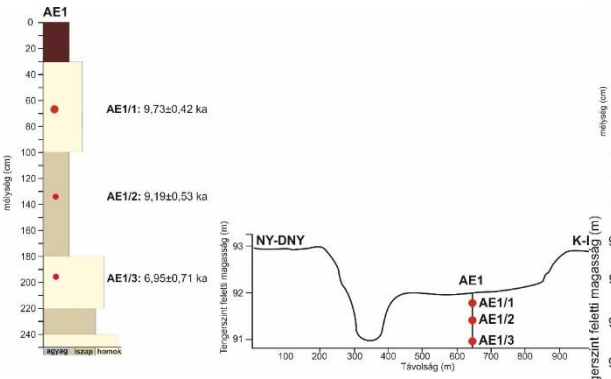


48. ábra: Példa a több móduszú, illetve az egy móduszú eloszlásra az alsóereki minták esetében.

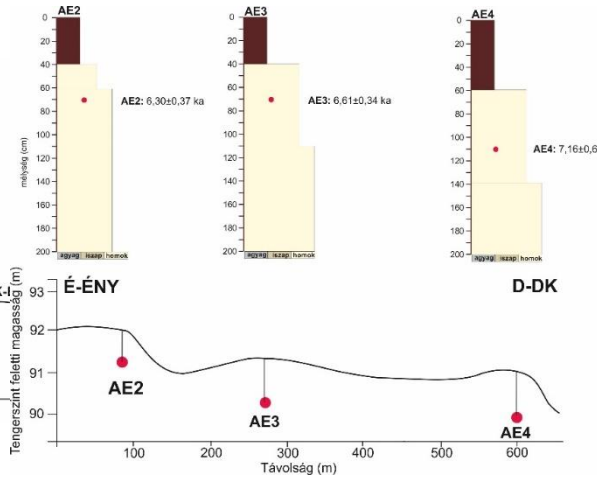
A másik meder övzátony sorozatából származó minták esetében is hasonlóság tapasztalható: két esetben (AE2 és AE4) CAM számítást alkalmaztam az alacsony ferdeség (0,37 és 0,5) és a magas csúcsosság értékek miatt (2,17 és 2,06). Míg az AE3 minta egyenérték dózisa szintén a MAM3-mal került kiszámításra jelentősebb ferdeség (-0,84) miatt (10. táblázat). A számított D_e értékek hibái 2 minta kivételével 4-5 %-osak voltak, az

AE1/3-as és az AE4-es minták valamivel nagyobb egyenérték dózis hibával rendelkeztek (10 % és 8%), azonban még ezek az értékek is megfelelőnek tekinthetők (10. táblázat).

A minták nedvességtartalma a felsőbb rétegekben 7-15 % között ingadozott, míg az alsóbb homokrétegek 20-35 %-os víztartalommal rendelkeztek. A minták dózisteljesítmény értékei nem térnek el egymástól jelentősen, hibájuk rendkívül alacsony (10. táblázat).



49. ábra: Az alsóereki AE1 mintavételi ponton a fúrásszelvényei, az OSL mintavételi pontok elhelyezkedése, valamint a minták kora.



50. ábra: Az alsóereki AE2, AE3 és AE4 mintavételi pontokon a fúrási szelvények, az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora

,

10. táblázat: Az alsóereki mintavételi pontokról (AE1, AE2, AE3 és AE4) származó minták OSL koradatainak számításához szükséges értékek.*

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	F/M (db)	Ferdeség	Csúcsosság	Kor modell	D_e (Gy)	Kor (ka)
AE1/1	90-150	60-70	13±1.3	2.94±0.02	5.08±0.06	1.13±0.03	2.08±0.03	30/72	0,19	2,84	CAM	20.27±0.82	9.73±0.42
AE1/2	90-150	130-140	21±2	2.76±0.03	6.16±0.07	1.10±0.03	1.92±0.04	58/128	0,02	1,82	MAM	17.67±0.98	9.19±0.53
AE1/3	90-150	190-200	33±3	2.85±0.03	5.62±0.07	1.12±0.03	1.74±0.03	24/94	1,2	3,09	MAM	12.12±1.22	6.95±0.71
AE2	90-150	70-80	16±1.6	2.86±0.02	4.56±0.06	1.00±0.03	1.87±0.04	25/94	0,37	2,17	CAM	11.76±0.65	6.30±0.37
AE3	90-150	70-80	7±1.4	1.79±0.02	3.65±0.04	0.93±0.03	1.67±0.07	26/72	-0,84	3,01	MAM	11.05±0.50	6.61±0.34
AE4	90-150	110	7±1.4	2.22±0.02	3.70±0.04	0.97±0.03	1.80±0.04	30/72	0,5	2,06	MAM	12.87±1.07	7.16±0.62

A korszámítás során az AE1-es mintaterület medrének legfiatalabb övzátonyán mélyített fúrás legalsó homokrétegének (190 cm) kora 6,95±0,71 ka, míg a felső két réteg idősebb OSL korokat mutatott: 130 cm-en 9,19±0,53 ka, míg 60 cm-en 9,73±0,42 ka. Ez valószínűleg részben azzal magyarázható, hogy ezek a rétegek döntően finomabb, iszapos-homokos rétegből állnak, így elképzelhető, hogy a szállítódás során a finomszemcsék leárnyékolták a durvaszemcséket, és így nem lehetett tökéletes a jelek nullázódása. A paleomintáknál előfordulhatnak magasabb reziduális dózis értékek is az üledékáthalmozódás távolságától és energiájától függően. Ezért nagy valószínűséggel a legalsó OSL minta (AE1 190 cm) kora utal a fluviális felszínformálás idejére. Mindez összhangban áll a korábbi megállapításokkal, hogy amennyiben nagyobb a finomszemcsék részaránya a mintákban, úgy csökken a kioltódás valószínűsége, így a kor túlbecslése lehetséges. Az AE2, AE3 és AE4-es minták kora (6,30±0,37 ka, 6,61±0,34 ka és 7,16±0,62 ka) nagyon hasonló egymáshoz, illetve az AE1-es fúrás legmélyebb mintájának korához is (11. táblázat, 51. ábra). Tehát ezen minták alapján az I/2 szint fluviális formálódása, azaz anyagának lerakódása nagy valószínűséggel az 6,30±0,37 ka és 7,16±0,62 ka közötti időszakban zajlott.

A dunavecsei mintaterületen a hullámtéren két övzátonyon (DV3, DV4) és a köztük lévő sarlólaposokban (DV1, DV2) történt mintagyűjtés. A méréshez felhasznált és a kiértékelés során elfogadható korongok aránya igen változatosan alakult. Két esetben (DV3 80 és DV4 70) ez az arány nagyon alacsony (18 % és 11 %) volt. Itt a problémát a nagyon kis beütésszám okozta, ezt próbáltam minél több részminta vizsgálatával javítani. A többi minta jól teljesített ebből a szempontból, 50-90 %-ban elfogadhatóak voltak a részminták. A minták ferdesége és csúcsossága, vagyis az egyenérték dózisok eloszlása alapján döntöttem el, hogy melyik számítási modellt alkalmaztam. Az 11. táblázatban jól látható, hogy a DV1 70 minta ferdeség és csúcsosság értéke is jelentősen nagyobb volt (1,4 és 4,89), mint a többi mintáé, amelyek ferdeség értékei -0,25 és 0,56 között, míg csúcsosság értékei 1,66 és 2,75 között ingadoztak. Az Abanico-diagram által kirajzolt sűrűségfüggvény pedig arra utal, hogy a DV1 70-es mintát több móduszú eloszlás jellemzi, így ebben az esetben MAM3-at, míg a többi mintánál CAM számítást alkalmaztam az egyenérték dózisok kiszámításához.

A DV4 70-es minta egyenérték dózis hibája azonban jelentősen megnövekedett, elérte a 43 %-ot. Ennek oka a reziduális jelek jelentős arányában keresendő. A kapott egyenérték dózisokat a 5.3. fejezetben javasolt reziduális dózis értékkel korrigáltam (durvaszemcsés mintákra: 0,10±0,01 Gy, finomszemcsés mintákra: 2,34±0,72 Gy). A minták *in situ* nedvességtartalma 5-20 % között változott. A DV4-es fúrás két mintájának

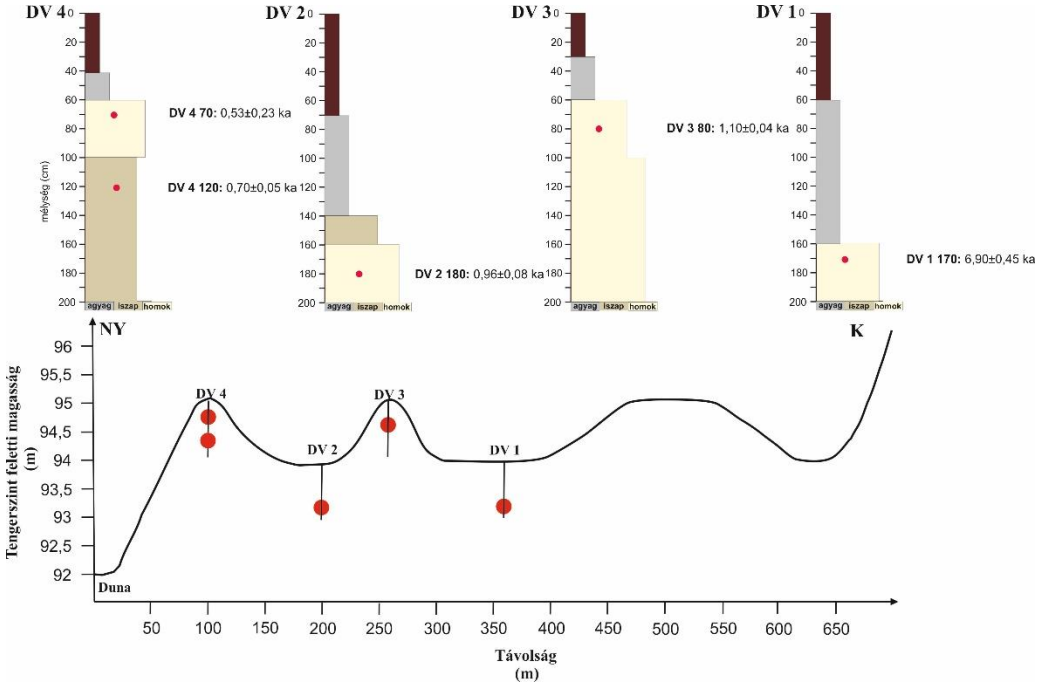
dózisteljesítménye magasabb értékeket mutatott a többinél (DV4 70: 2,19±0,05 Gy/ka, DV4 120: 2,79±0,14 Gy/ka).

A számított és korrigált korok esetében jól megfigyelhető, hogy mindössze 50-70 évnyi reziduális jel van jelen a mintákban, amely ugyan nem jelentős, de fiatal üledékek esetében fontos lehet a korrekció. A Dunától legtávolabb eső DV1-es mintavételi ponton a minta kora 170 cm-es mélységben 6,84±0,44 ka. A Duna felé haladva az övzátonyokból és a köztük lévő sarlólaposból vett minták kora jelentősen fiatalabbnak bizonyult (500-1000 év). A DV3-as övzátonyt reprezentáló ponton 80 cm-en 1,05±0,04 ka, a DV2-es sarlólaposban 180 cm-es mélységben 0,89±0,08 ka, míg a legfiatalabb övzátonyon (DV4) 70 cm-en 0,48±0,23 ka, illetve 120 cm-en 0,70±0,05 ka korokat kaptam (51. ábra). Mivel a dózisteljesítmény adatok hibái alacsonyak voltak, ezért a korok hibái megegyeznek az egyenérték dózisok hibáival.

A DV1 fúrás homokrétegének kora alapján megállapítható, hogy a Solti-sík északi részén a Duna az atlantikus fázisban, mintegy 7 ezer évvel ezelőtt rakta le üledékét ezen az ártéri szinten. A meder fejlődése igen lassú volt (51. ábra). A korok tükrözik az ártérfejlődés módját, hiszen a vertikális feltöltődés mellett, a meder laterális vándorlása és így az ártéri üledékek átdolgozása is megfigyelhető a területen. Az ártérfeltöltődés mértékének vizsgálata a DV4-es felső koradata alapján történhet. A feltöltődés 0,1-0,2 cm/éves ütemmel zajlott, amely megyegyezik a természetes árterek holocén végi feltöltődési ütemével (Félegyházi 2008), de alacsonyabb a Tisza (0,3-0,4 cm/év) és a Maros (0,63 cm/év) aktív hullámterein mért értéktől (Kiss 2014). A különbség magyarázata a vizsgált folyók jelentős hordalékszállítási különbségeiben, illetve az áradások eltérő hosszában keresendő.

11. táblázat: A dunavecsei (DV1, DV2, DV3 és DV4) mintavételi pontokon a mintáinak mélysége, szemcseméret, az egyenérték dózisok eloszlására vonatkozó adatok (OD, ferdeség, csúcsosság), a felhasznált korong mennyiségek, a radioaktív elemtartalom, illetve a kapott egyenérték és dózisteljesítmény értékek, valamint ez alapján számított korok, és a korrekciós tényező alapján számított korok.

Terepi kód	Szemcseméret (µm)	Korongok (f/m)	Számítási modell	OD (%)	Ferdeség	Csúcsosság	Mélység (cm)	Nedvesség (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	De (Gy)	De korr (Gy)	Kor (ka)	Kor korr.(ka)
DV1 170	90-150	52/72	MAM3	23,64±2,56	1,4	4,89	70-80	17±1,7	2,16±0,16	6,63±0,16	0,92±0,03	1,74±0,03	12,01±0,74	11,91±0,73	6,90±0,45	6,84±0,44
DV2 180	90-150	13/72	CAM	30,29±6,51	0,56	2,75	180	21±2,1	1,75±0,03	4,83±0,12	0,89±0,03	1,47±0,03	1,41±0,12	1,31±0,11	0,96±0,08	0,89±0,08
DV3 80	90-150	8/72	CAM	-	0,17	1,66	80	5±1	1,77±0,04	5,28±0,13	0,93±0,03	1,82±0,03	2,00±0,07	1,90±0,06	1,10±0,04	1,05±0,04
DV4 70	90-150	18/36	CAM	13,15±3,37	-0,25	2,21	70	10±2	2,30±0,04	6,92±0,16	1,21±0,04	2,19±0,05	1,16±0,50	1,06±0,50	0,53±0,23	0,48±0,23
DV4 120	4-11	18/20	CAM	10,99±2,09	0,33	1,96	120	17±1,7	2,69±0,05	7,76±0,19	1,43±0,05	2,79±0,14	1,95±0,11		0,70±0,05	



51. ábra: A dunavecsei mintaterület fúrási szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora.

A magyarországi Duna sárközi szakaszán az ártér fejlődését eddig főként geomorfológiai bizonyítékok alapján rekonstruálták. Pécsi (1967) szerint a pleisztocén végén, a holocén elején lejátszódó kéregmozgásoknak köszönhetően kényszerült a Duna a mai É-D-i futásirányba. Az általam kapott koradatok és a geomorfológiai térképezés segítségével az I/3. és I/2. szint formálódása az alábbi módon rekonstruálható.

Az öregcsertői koradatok alapján a Duna 8-10 ezer éve már biztosan az alacsony ártéri felszín I/3 egységét töltötte fel. Tehát a magasabb helyzetben lévő magas ártéri szint (II.) hátrahagyásának minimális kora is ekkorra tehető. Az I/2. ártéri szintet alkotó allúviumot a Duna valószínűsíthetően mintegy 6-7 ezer évvel ezelőtt alakította ki. Az atlantikus fázisban a nagyobb vízhozamok miatt a Duna dinamikusan formálta medrét, a hordalékszállítása megnőhetett, így intenzív ártérfeltöltés kezdődhetett. Erre bizonyítékul szolgálnak a dunavecsei koradatok, hiszen az övzátonyok formálódási kora nem választható szét egyértelműen a korok hibái miatt, ezért az eredmények viszonylag gyors kanyarulat-fejlődére utalnak a 6,0-7,7 ka időszakban. Ugyanakkor az AE fúrásokban tapasztalt jelenség, miszerint a felszínhez közelebb lévő minták OSL kora idősebb, mint az alsóké, a gyors ártérfeltöltődést jelzi, hiszen az OSL minták kioltódása nem volt tökéletes, reziduális jelek maradtak hátra.

5.5.2. Az I/1. alacsony ártéri szint formálódása

Az alacsonyabb térszín vizsgálatára három mintaterületet jelöltem ki, melyek közül kettő a Duna bal partján, míg egy a jobb parton helyezkedik el. A Kalocsai-Sárköz középső területén helyezkedik el a kalocsai (KA) mintaterület, amely szintén az I/1. és I/2. ártéri szintek határán helyezkedik el. Ebben az esetben 2 paleomeder övzátonyait jelöltem ki az OSL kormeghatározásra, ahol szintén a felső két homokréteg került megmintázásra. A kistáj déli részén található a fajszi (F) vizsgálati területen egy paleomeder legfiatalabb övzátonyán mélyítettünk egy 10 méteres fúrást, ahonnan összesen 9 mintát gyűjtöttünk az OSL kormeghatározáshoz főként a homokrétegekből. Vele szemben a Duna jobb partján, a Tolnai-Sárközben, szintén ezen az ártéri szinten helyezkedik el a bogyiszlói (B) mintaterület. Ebben az esetben is hasonlóan jártunk el, minta fajszi terület esetében, itt összesen 12 OSL mintát gyűjtöttünk a 10 méteres fúrásból. Végül a fajszi és a bogyiszlói minták közül is csak a legfelső homokréteg kormeghatározása történt meg.

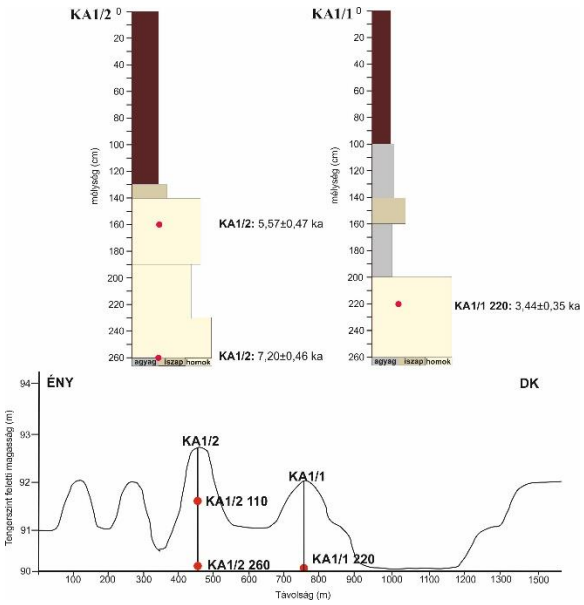
A Kalocsa melletti mintaterületen két paleomeder két-két övzátonyának homokrétegeit mintáztuk meg. A KA1 paleomeder fiatalbbik övzátonyán (KA1/1) 220 cm-es, míg az idősebben (KA1/2) 160 cm és 260 cm-es mélységből gyűjtöttünk mintákat. A KA2 jelű mintavételi ponthoz tartozó paleomeder övzátonyainak 80 cm és 180 cm-es (KA2/1), illetve 90 cm és 240 cm-es (KA2/2) rétegeit mintáztuk meg (52. és 53. ábra).

A két terület mintái között jelentős különbségek mutatkoztak a SAR mérések alkalmával. A KA1 mintaterület mintái megfelelően viselkedtek a SAR protokoll mérések során, hiszen az elfogadható részminták aránya 50-70 % volt. Ezzel szemben a KA2 terület mintáinak elfogadhatósági aránya nem haladta meg a 30 %-ot sem, ezekben az esetekben lényegesen több (76-88) részminta is került mérésre (12. táblázat). Az egyenérték dózisok eloszlását, illetve ferdeség értéküket vizsgálva egy minta kivételével (KA2/1 180 cm) 6 esetben egyértelmű volt a számítási módszer meghatározása: a KA1/1 200 cm-es minta ferdesége viszonylag magas volt (1,97), így ebben az esetben MAM3-at alkalmaztam, míg a többi minta ferdeség értéke alacsony volt (12. tálázat) és az Abanico-diagram alapján is egyértelmű centralitást mutattak, így CAM számítást használtam az egyenérték dózisok meghatározásához. A KA2/1 180 cm minta, azonban alacsony ferdeség értékkel (0,29) rendelkezett (12. táblázat), az Abanico-diagram alapján azonban egyértelműen két móduszú eloszlásról volt szó, ezért ebben az esetben MAM3-at alkalmaztam a kiértékelés során. Az egyenérték dózisok hibái 6-8 % között alakultak, kivéve a KA2/1 80 cm mintát, amely ennél alacsonyabb (3 %) értéket mutatott, illetve a KA2/2 90 cm mintát, melynek egyenérték dózis

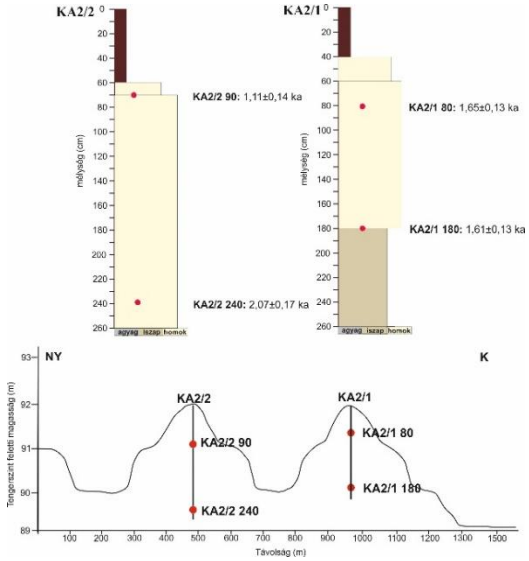
hibája 13 % volt (12. táblázat). Ebben az esetben a részminták csupán 15 %-a volt elfogadható, és a mérések során végig az alacsony beütésszám volt jellemző.

A nedvességtartalom értékek két minta kivételével (KA1/1 200 cm és KA2/1 180 cm) 10 % alatt maradtak, a többi esetben 20 % körül morogtak. A dózisteljesítmény értékek nagyon hasonlóan alakultak egy kivételével az összes minta esetében. A KA1/2 260 cm minta radioaktív elemtartalma hozzávetőlegesen fele akkora volt, mint a többi mintáé, ezért alacsonyabb D* értéket (1,22±0,03 Gy/ka) is adott (12. táblázat).

Az egyenérték dózisok és a dózisteljesítmény értékek alapján kiszámított korok a következőképpen alakultak. A KA1-es mintaterületen a fiatalabb övzátony (KA1/1) 220 cm mélyen lévő homokanyagának kora 3,44±0,35 ka, míg az tőle nyugatra fekvő idősebb övzátony (KA1/2) homokrétegeinek kora 5,57±0,47 ka (160 cm) és 7,20±0,46 ka (260 cm). A nyugatabbra elhelyezkedő másik paleomeder övzátonyainak a kora jelentősen fiatalabbnak adódott. A KA2/1 paleomeder legfiatalabb övzátonyának 80 cm-es mélységből származó mintája 1,65±0,06 ka kort, míg 180 cm-es mélységben 1,61±0,13 ka kort eredményezett. A paleomederhez tartozó idősebb övzátony (KA2/2) kora nagyon hasonló volt ehhez, mivel 90 cm-en 1,11±0,14 ka, míg 240 cm-en 2,07±0,17 ka értékeket kaptam (52. és 53. ábra, 12. táblázat).



52. ábra: A Kalocsa melletti KA1 mintaterület fúrási szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora.



53. ábra: A Kalocsa melletti KA2 mintaterület fúrási szelvényei, illetve az OSL mintavételi pontok mélysége, valamint a minták kora.

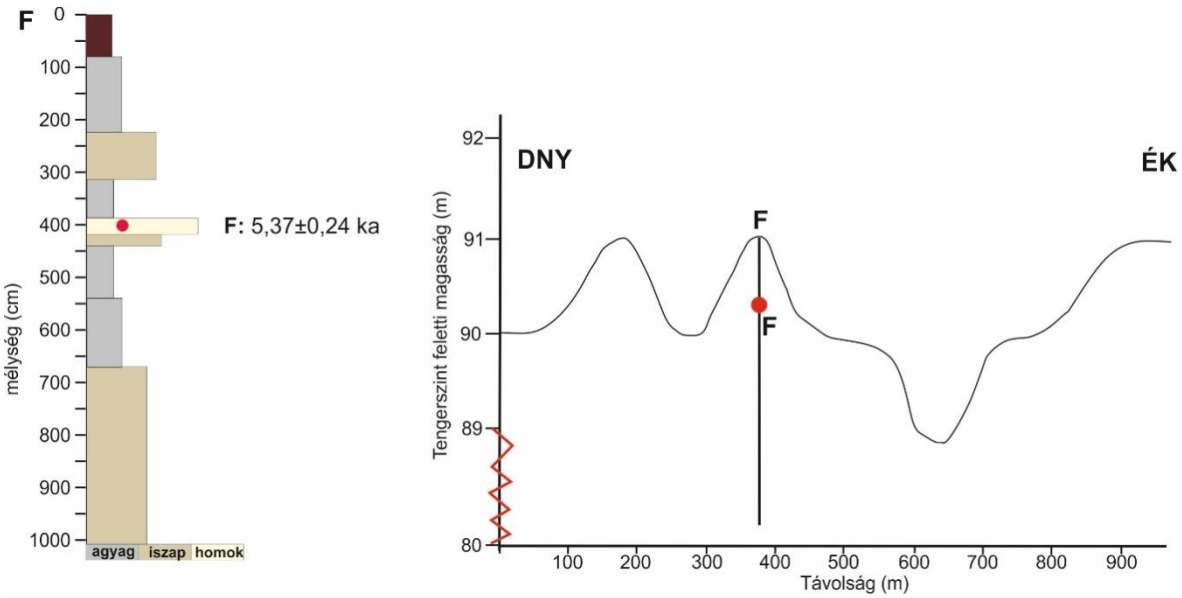
12. táblázat: A Kalocsa melletti KA1 és KA2 fúrások mintáinak koradatainak számításához szükséges értékek.*

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	F/M (db)	Ferdeség	Csúcsosság	Kormodell	D_e (Gy)	Kor (ka)
KA1/1	90-150	220	19±2	1.42±0.03	4.61±0.12	1.18±0.04	1.62±0.04	37/48	1,97	6,62	MAM3	6.37±0.54	3.44±0.35
KA1/2	90-150	110	10±2	1.89±0.04	4.81±0.12	1.17±0.04	1.88±0.04	25/48	0,48	2,17	CAM	10.47±0.85	5.57±0.47
KA1/2	90-150	260	6±1.2	0.67±0.02	2.00±0.06	0.91±0.03	1.22±0.03	32/48	0,54	2,64	CAM	8.79±0.52	7.20±0.46
KA2/1	90-150	80	9±1.8	1.74±0.04	4.76±0.13	1.22±0.04	1.95±0.04	37/48	-0,08	3,53	CAM	3.23±0.10	1.65±0.13
KA2/1	90-150	180	24±2.4	1.60±0.03	4.63±0.12	1.05±0.03	1.49±0.04	22/87	0,29	2,05	MAM3	2.41±0.19	1.61±0.13
KA2/2	90-150	90	5±1	1.66±0.03	4.71±0.12	1.07±0.04	1.84±0.04	13/86	0,5	1,89	CAM	2.04±0.26	1.11±0.14
KA2/2	90-150	240	10±2	1.29±0.03	3.87±0.10	0.97±0.03	1.50±0.04	24/74	0,44	2,76	CAM	3.10±0.24	2.07±0.17

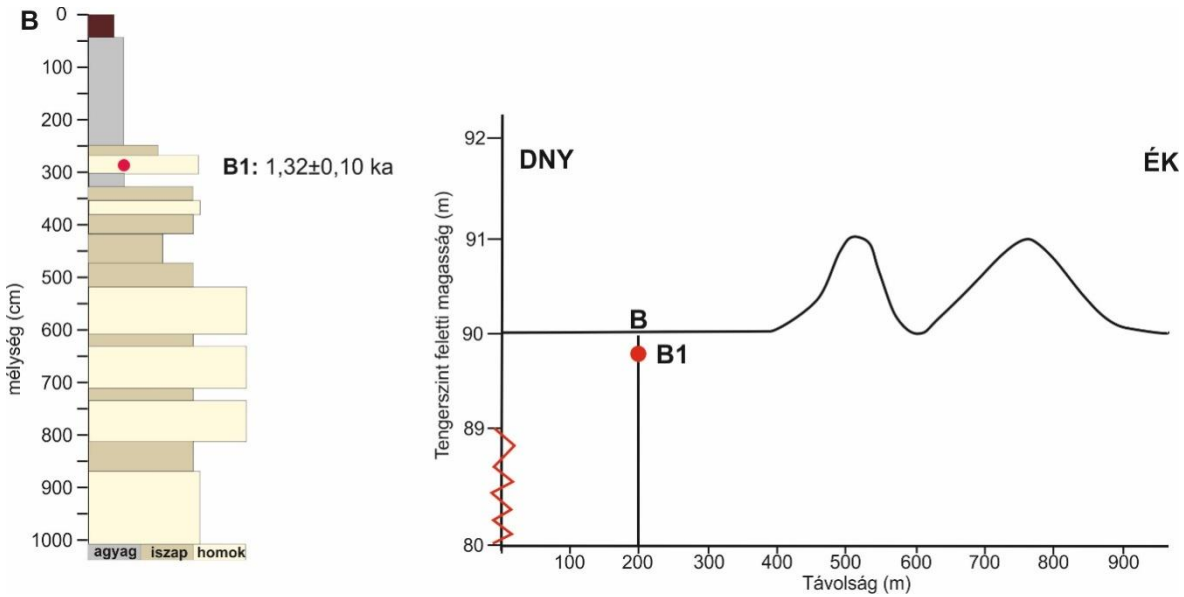
A fajszi (F1) és a bogyiszlói (B1) mintaterületeken előzetes mérési eredmények alapján határoztam meg a korokat. Ezeknek az eredményeknek a pontosítása a jövőben még szükséges, viszont jó támpontot szolgáltatnak azzal kapcsolatban, hogy a Duna, mikor járta be és mikor dolgozta át ezt az alacsonyabb ártéri szintet.

A fajszi mintaterületen (F 180 cm) a kiértékelés után összesen 26 részmintát, míg a bogyiszlói (B 280 cm) minták közül 23 részmintát tudtam felhasználni. Ez a mérések több mint 90 %-át jelentette. Ugyan a ferdeség értékek elég magasnak (2,78 és 1,73) bizonyultak mind a két esetben (13. táblázat) és az Abanico-diagram alapján is több csúcsú eloszlásról beszélhetünk, azonban ezek az adatok csupán előzetes mérési eredmények, ezért az egyenérték dózis számítása során átlag és standard hibával számoltam. Így a számított egyenérték dózisok a fajszi minta esetében 9,29±0,28 Gy-nek, míg a bogyiszlói területen 2,29±0,21 Gy-nek adódtak. Az F1-es minta egyenérték dózis hibája alacsony volt (3 %), míg a B1-es minta valamelyest nagyobb hibával rendelkezett (9 %) (13. táblázat).

Mivel ezek az eredmények előzetes méréseken alapultak, ezért egy számított átlag értéket (1,73±0,06 Gy/ka) használtam a dózisteljesítmény meghatározásához, amely az általam vizsgált összes dunai üledék átlag dózisteljesítmény értéke. A kettő hányadosaként pedig meghatároztam a két mintaterület legfelső homokrétegének előzetes korát. A fajszi mintaterületen 180 cm-es mélységben a réteg kora 5,37±0,24 ka, míg a bogyiszlói területen 280 cm-en 1,32±0,10 ka bizonyult (54. és 55. ábra, 13. táblázat).



54. ábra: A Fajsz melletti (F) mintavételi pont szelvénye, illetve az OSL mintavételi pont helyzete és a minta kora.



55. ábra: A bogyiszlói (B) mintavételi pont fúrási szelvénye, illetve az OSL mintavételi pont mélysége, valamint a minta kora.

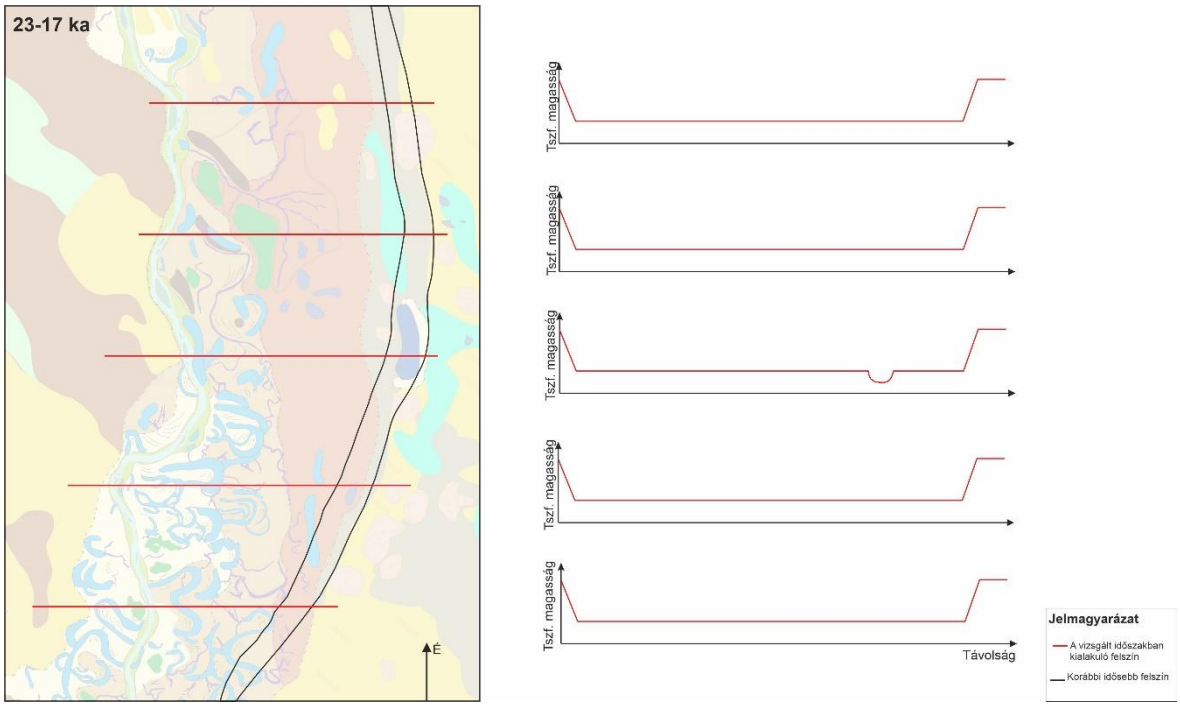
13. táblázat: A fajszi (F) és bogyiszlói (B) fúrások OSL mintáinak koradat-számításához szükséges értékek.*

Terepi kód	Mért frakció (µm)	Mélység (cm)	w (%)	D* (Gy/ka)	Korongok (f/m)	Ferdeség	Csúcsosság	Kor modell	D_e (Gy)	Kor (ka)
F1	90-150	180	20±2	1,73±0,06	26/28	2,78	13	átlag+standard hiba	9,29±0,28	5,37±0,24
B1	90-150	280	20±2	1,73±0,06	23/24	1,73	5,8	átlag+standard hiba	2,29±0,21	1,32±0,10

Elmondható, hogy a legalsó alacsonyabb, I/1. ártéri szint formálódása már az atlantikus fázis közepén megkezdődött. Ekkorra tehető az I/2. szint részleges hátrahagyása, azonban ekkor még jellemző lehetett a két szint együtt formálódása is, amire a minták kora utal, illetve a szintek közötti viszonylag kis szintkülönbség. A Duna igen tág időintervallumban járta be ezt a területet, hiszen a bevágódását, illetve az I/2 szint hátrahagyását már mintegy 6 ezer évvel ezelőtt megkezdte. Megközelítőleg 6-7 ezer évvel ezelőttre tehető az elkülönülés időszaka a két szint formálódásában. A kalocsai mintaterületen jól látható, hogy a kanyarulat-vándorlás üteme igen lelassult az 1/1 szint formálódása idején, hiszen a vizsgált kanyarulat fejlődése közel 4 ezer éven át, egészen a szubatlantikus fázisig tartott. A fajszi terület koradata a szubboreális fázis első felére tehető, ami jól illeszkedik a nagykékesi mintaterület koradataihoz, azaz a Duna ekkor fejezhette be az I/2 szint feltöltését és kezdte az I/1 szint formálását. A Duna jelenlegi futásától nyugatra, ugyanezen az I/1 ártéri szinten fiatalabb korokat kaptam, amely a kalocsai mintaterület fiatalabb paleomedrének adataihoz illeszkedik és a szubatlantikusban történt folyamatokra utal.

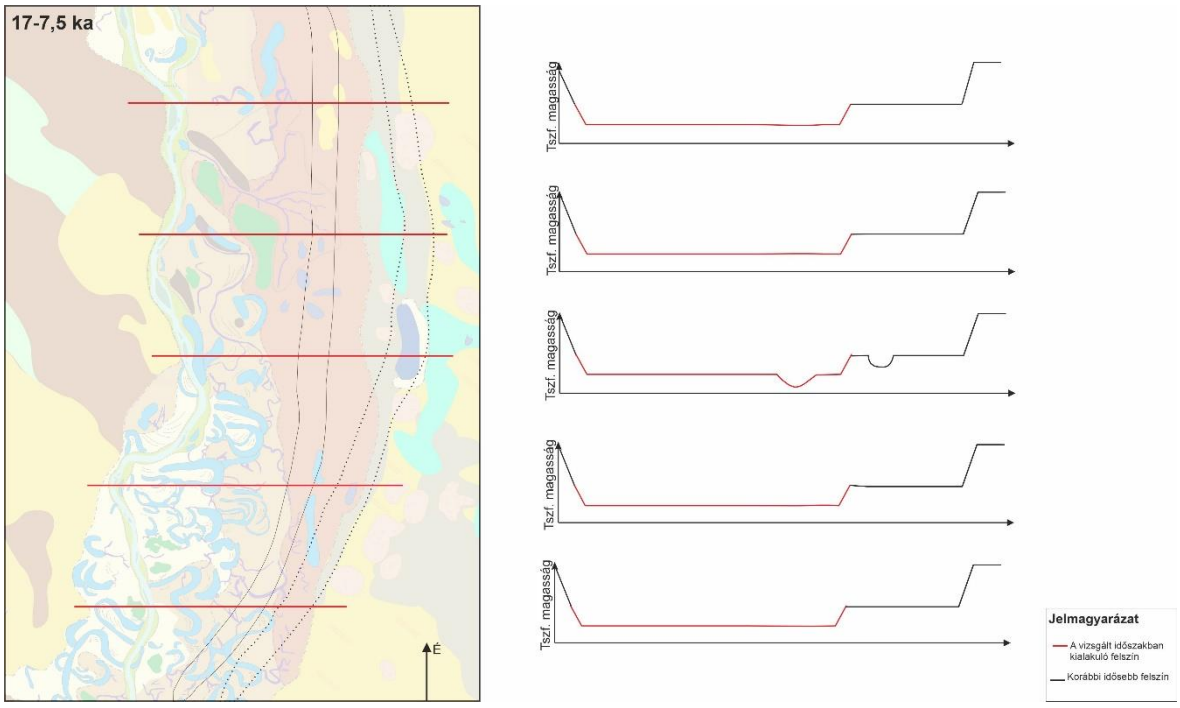
5.6. Geomorfológiai rekonstrukció a kapott OSL korok alapján

A fenti korok alapján megállapítható, hogy a Duna menti síkság vizsgált területén az alluviális felszínformálódás szakaszosan ment végbe, ami részben tektonikus, részben klimatikus változásokhoz köthető. A Kolon-tó melletti OSL minták több móduszú egyenérték dózisai alapján egyértelműsíthető a folyóvízi üledékek jelenléte a területen. Így megállapítható, hogy már mintegy 17-23 ezer évvel ezelőtt formálta a Duna a II. ártéri szintet. Feltételezhető, hogy ebben az időszakban ezt a szintet átdolgozta a folyó, és a szintet 25-35 méteres tereplépcső választotta el a Mezőföld és a Szekszárdi-dombság löszös térszínétől, illetve egy 15 m magas tereplépcsővel különült el a homokhátság homokos tájaitól (56. ábra).



56. ábra: Geomorfológiai rekonstrukció: 23-17 ezer évvel ezelőtt és a Duna feltételezett futásiránya a mintaterületen és a terület keresztszelvényei.

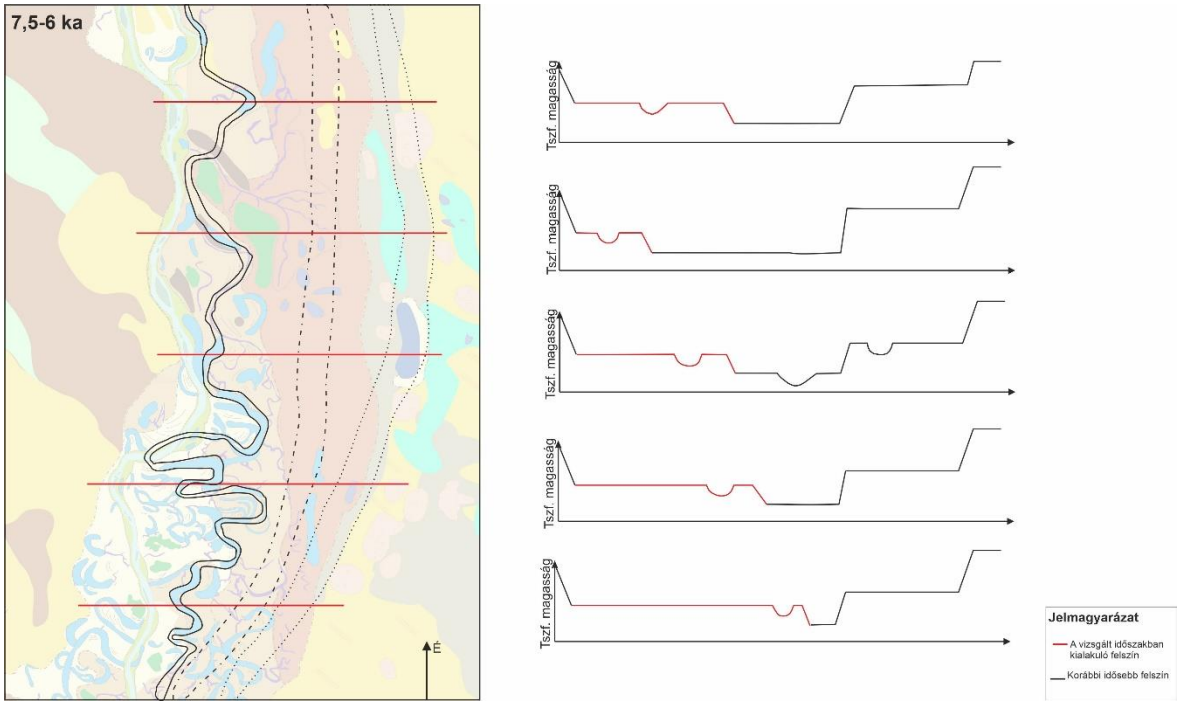
A koradatok azt tükrözik, hogy az Utolsó Glaciális Maximum után fejeződhetett be a II. szint formálódása. Ekkor a Duna bevágódott, és létrehozta a Pécsi (1967) által alacsony ártéri szintként definiált, de a valóságban három-osztatú szint I/3 egységét, aminek maradványai a vizsgált terület keleti felén maradtak fenn. Ennek a felszínnek a minimum korát (Ö4: 7,55±0,28 ka) az öregcsertői adatok mutatják (57. ábra). Az I/3 szint megközelítőleg 3 méterrel van alacsonyabban, mint a II. ártéri szint, ami utal a bevágódás megközelítő értékére. Ugyanakkor, a II. és I/3 szintek enyhe divergenciát mutatnak, tehát a bevágódás dél felől indulhatott, és esetleges tektonikus eredete lehetett (pl. a délebbi területek süllyedése).



57. ábra: Geomorfológiai rekonstrukció: 17-7,5 ezer évvel ezelőtt a Duna futásiránya a Duna-Tisza közén és a terület keresztszelvényei.

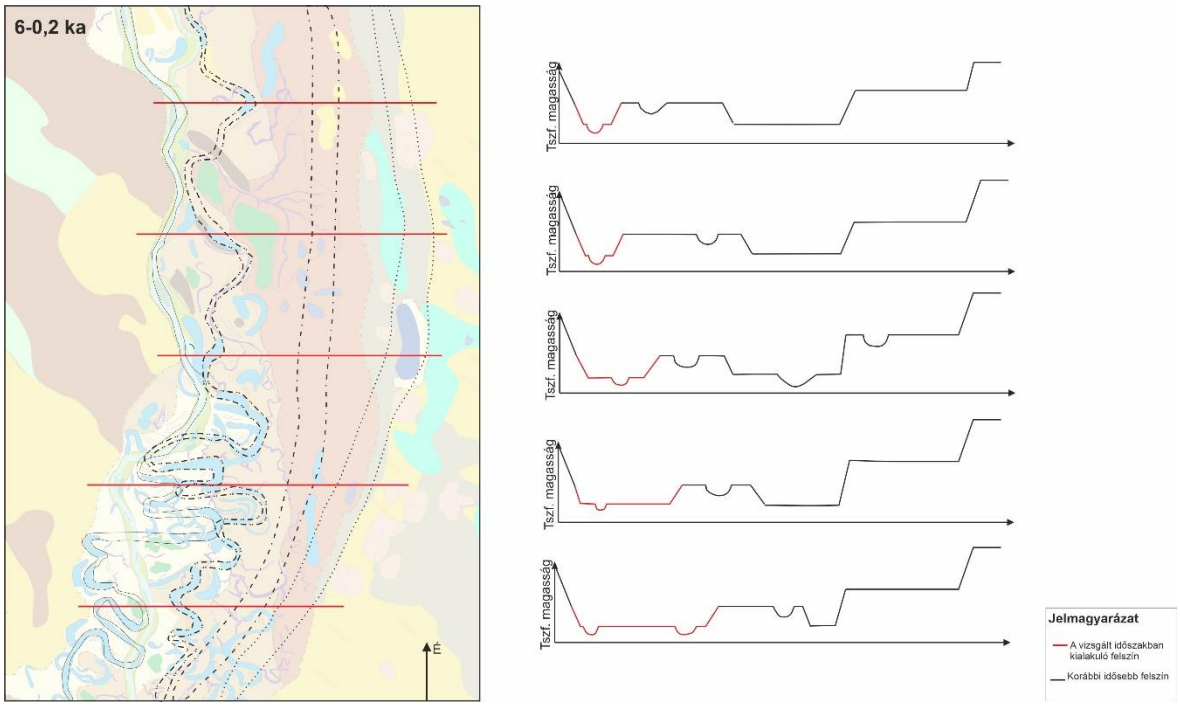
Ezután követően, 6-7,5 ezer évvel ezelőtt alakította ki a Duna ai I/2 szintet (58. ábra). Ez a felszín jellegében, és formakincsében is eltér a többi ártéri szinttől. Míg a II. és I/3 szintek felszíni formakincse igen szegényes, addig ezen a szinten nagy számban maradtak fenn nagyméretű medrek, és az azokhoz tartozó övzátonyok. A szint relatív magassága is különleges, hiszen konvergensen halad az I/3 szinthez képest: a mintaterület északi részén közel 2 méterrel magasabban helyezkedik el, mint a nála idősebb I/3 szint, de folyásirányban ez a különbség egyre csökken, majd a mintaterület déli részén "helyreáll" a klasszikus mintázat, azaz az idősebb szintek magasabb helyzetbe kerülnek. Mindezen morfológiai jelek arra utalnak, hogy az I/2 szint a környezete fölé magasodó térszín intenzív akkumulációval jött létre, amely mintegy fiók-hordalékkúpot formált a tájban, de amely forma el is végződik a mintaterületen. Erre, a környezeténél magasabban elhelyezkedő felszínre már Pécsi (1991) is utalt, mint Tolnai-Sárköz, azonban pontos magassági és koradatok hiányában nem értékelhette fejlődését. Az intenzív feltöltődést a minták OSL tulajdonságai is mutatják, hiszen az nagykékesi fúrásokban a mélyebben fekvő minták 4-5 ezer évvel fiatalabbak, mint a fölöttük lévők. Ez pedig arra utal, hogy a hordalék OSL jelének kioltódása tökéletlen volt szállítás közben, így több reziduális jel maradt a mintákban. A recensnél magasabb reziduális jel pedig egyértelműen arra utal, hogy vagy a közelből származott a lerakódott anyag, vagy arra, hogy ekkor a Duna jóval több hordalékot szállított, és a sűrűbb-sötétebb

vízben a szemcsék OSL jelének kioltódása lassabb lehetett. A nagy hordalékhozamot támasztja alá maga a feltöltődés több méteres vastagsága, illetve az is, hogy az alacsonyabban lévő I/3 szint ekkor, mint ártéri mocsár funkcionálhatott, és az ide jutó lebegtetett hordalék feltöltötte a legmélyebb felszínformákat, ezáltal eltüntetve a felszín egyenetlenségeit,



58. ábra: Geomorfológiai rekonstrukció: 7,5-6 ezer évvel ezelőtt a Duna futásiránya a Duna-Tisza közén és a terület keresztszelvényei

Tehát a Duna 6-7 ezer évvel ezelőtt aktívan formálta az I/2. ártéri szintet, ugyanakkor ezzel párhuzamosan ezt az időszakot tekintem az együtt formálás korának az I/3. alacsony ártéri szinttel is. Mintegy 1-3 ezer évvel ezelőtt a Duna ismét bevágódott, ezúttal az I/2 szintbe, így létrehozva a kb. 1-1,5 méterrel alacsonyabban lévő I/1 szintet. A szint divergens futása arra utal, hogy a Duna délebbi szakasza ismét intenzívebben süllyedt, ami hátravágódást eredményezett. Ezen a szinten is nagy számú paleomeder maradt fenn, amelyek lassan fejlődhettek, hiszen a megmintázott kalocsai paleomedrek fejlődése több ezer évig tartott. Mivel a kiemelt I/2 szintre nem vagy alig juthatott ekkor hordalék, a formái megőrződhettek. A Duna vizsgált szakaszán egészen a szabályozásokig fennmaradhatott a holocén végi felszínformálásnak a fent leírt folyamata, aminek a szabályozások vetettek véget a 19. században (59. ábra).



59. ábra: A 5,5 ezer évvel ezelőtt óta tartó időszakban a Duna futásiránya a Duna-Tisza közén és a terület keresztszelvényei.

Összességében megállapítható, hogy a mintaterületen négy szintet különíthető el a Duna menti síkság vizsgált területén, amelyek a magasabban fekvő löszös és homokos vidékektől határozott tereplépcsővel határoltak. Az ártéri szinteket a meghatározott szelvények, a 10.000 topográfiai térkép, illetve a fúrásokból származó OSL minták kora alapján különítettem el. A magas ártér szintje (II. szint) minden esetben jól elkülönült az alacsony ártéri szintektől, és a Kolon-tó területén az OSL mérések segítségével azonosított fluviális üledékek egyértelműen a Duna egykori jelenlétét bizonyítják. A korábban egységesnek tekintett alacsony ártéri szintet három további szintre osztottam keletkezésük ideje alapján. Az OSL korok nemcsak megfelelő alapot nyújtottak a geomorfológiai rekonstrukció felállításához, hanem megállapítottam, hogy a minták OSL tulajdonságai utalhatnak a hordalék szállítódásának körülményeire is.

6. ÖSSZEGZÉS

A dolgozatban az OSL mérések lehetőségeit, és a kiértékelés során levonható egyéb következtetéseket mutattam be fluviális mintákon. A lumineszcens kormeghatározás segítségével nem csupán a Duna menti síkság kiválasztott területén határoztam meg a fluviális folyamatok időbeliségét, de az OSL korokat meghatározó egyenérték dózist befolyásoló tényezőket is vizsgáltam, hiszen megismerésükkel a korok pontosítása érhető el.

Kutatásom egyik fele az OSL mérések módszertanához kapcsolódik, és célja a Duna menti recens üledékek OSL vizsgálata és a folyásirányban tapasztalható eltérések és hibák feltárása volt. A 2013-as árvíz által lerakott hordalék olyan OSL tulajdonságait vizsgáltam a teljes magyarországi Duna szakasz mentén, melyek jelentős hatással lehetnek az egyenérték dózisra és ezáltal a kapott korra is. Mindezek mellett fontos szempont volt a homokos és iszapos minták közötti kormeghatározás során felmerülő különbségek meghatározása. Az eredményeket felhasználva korrekciót lehet alkalmazni az idősebb üledékek kormeghatározása során, illetve érthetővé váltak korábban hibaként értékelt jelenségek is (pl. OSL méréssel idősebbnek meghatározott üledékek fednek fiatalabb ártéri üledékeket). Ezen korrekciók és hibák ismeretében pedig pontosabb végeredményt kaphatunk a jövőbeli kutatások során. Vizsgálatom másik fele kifejezetten geomorfológiai témájú, célja a Duna menti síkvidék területén az áréti szintek lehatárolása, formakincsük és koruk alapján kialakulásuk rekonstruálása volt. A különböző ártéri szinteken a formák azonosítását követően az OSL módszer segítségével meghatároztam az egyes övzátonyok, ártéri laposok és elhagyott medrek üledékeinek korát, amelyek alapján geomorfológiai rekonstrukcióra nyílt lehetőség, illetve arra, hogy a hullámtéri területen a feltöltődés mértékét meghatározzam.

6.1. Eredmények

6.1.1. Az ártéri szintek jellemzői

A Duna menti síkság középső részén a domborzat alapján négy ártéri szintet különítettem el, amelyeken különböző, főleg fluviális felszínformákat azonosítottam. A Dunától nyugatra lévő löszös területek és a keletre lévő homokhátság 15-25 méteres tereplépcsővel ereszkedik a Duna menti síkság ártéri szintjei felé. Az alluviális síkot a korábbi kutatás során Pécsi (1967, 1991) két ártéri szintre, a magas az és alacsonyártérre osztotta, de vizsgálataim alapján az utóbbit további három szintre tagolható. A legidősebb a Duna vonalától keletre, a II. szint előterében húzódó I/3. szint, ennél fiatalabb az I/2. szint, amely nemcsak a keleti oldalon, de a Dunától nyugatra is fennmaradt kisebb foltokban,

illetve a legfiatalabb I/1. szint a Duna mindkét partján is azonosítható volt, de ez sem képez összefüggő térszínt. A II. szint 95-97 m tszf magasságban helyezkedik el, ettől körülbelül 3 méterrel alacsonyabban húzódik az I/3 szint. Az I/2. ártéri szint a mintaterület legdélebbi része kivételével általában a többi alacsony ártéri szint (I/3 és I/1) fölé magasodik. A szintek magasságának folyásirányban történő változása általában divergens, ami arra utal, hogy a Duna délebbi szakaszainak süllyedése miatt hátravágódással alkalultak ki ezek a szintek. A szintek közül az I/2 szint jelentősen elkülönül, mivel felszíne a korábbi ártéri sík (I/3) fölé magasodik, és rajta paleomedrek sokasága is fennmaradt. Ez a szint – a többivel ellentétben – feltöltődés eredményeként jött létre, erre utal a szint konvergens futása, illetve az minták OSL tulajdonságai. A fiatalabb szinteken (I/1-2) az egykori Duna medrek rendkívül jól kirajzolódnak, ami mérsékelt ártérfeltöltődésre utal.

6.1.2. Az egyenérték dózist befolyásoló tényezők és OSL tulajdonságok vizsgálata

A Duna hazai szakasza mentén gyűjtött recens üledékminták segítségével különböző teszteken keresztül vizsgáltam a dunai minták alkalmasságát az OSL kormeghatározásra. Vizsgáltam az OSL tulajdonságok hossz-szelvény menti változását, amelyek jelentősen befolyásolhatják az egyenérték dózist és ezáltal a kapott eredményt is. A következő OSL tulajdonságokat vizsgáltam meg részletesen:

1) Az OSL komponensek megoszlását, mivel az nagyban meghatározza, hogy kormeghatározásra alkalmas-e a minta;
2) A SAR mérések alkalmasságának tesztjei (előhevítési, pillanathevítési és dózis visszamérés tesztek) segítségével megadtam az OSL mérések reprodukálhatóságának mértékét. Részletes teszteket végeztem a recens üledékeken, hogy összehasonlítsam a durva-, illetve finomszemcsés üledékek közötti különbséget;
3) Megvizsgáltam a minták termális transzfer értékeit, amely jelentős kortúlbecslést okozhat;
4) Meghatároztam a reziduális dózisok (D_{res}) nagyságát recens mintákon, ami a lerakódás tényleges koránál idősebb korokat eredményezhet.

Megállapítottam, hogy a durvaszemcsés minták több OSL komponenssel rendelkeznek, mint a finomszemcsés minták. A durvaszemcsés minták esetében 4-5 komponens azonosítása is lehetséges volt, melyek közül a gyors és közepes komponenseket mindig azonosítani lehetett, míg a lassú komponensek közül legtöbbször az 1-2, vagy az 1 és 3 típusokat sikerült kimutatni. A finomszemcsés mintáknál sok esetben csupán 2-3

komponens volt azonosítható. A durvaszemcsés minták esetében a gyors komponensek aránya megfelelőnek bizonyult a további mérésekhez. Bár a finomszemcsés minták esetében is jelentkezett a gyors komponens, ezek aránya nagyon alacsony volt. Tehát megállapítható, hogy a durvaszemcsés fluviális minták a legalkalmasabbak a kormeghatározásra, ugyanakkor a közepes komponenssel jellemezhető minták körültekintő tesztek segítségével is alkalmasak lehetnek, figyelembe véve, hogy kevésbé ürülnek, így reziduális jelek jelentkezhetnek.

A SAR mérések során alkalmazott előhevítési hőmérséklet meghatározására is elvégeztem a tesztet az összes mintán. A recens minták esetében kombinált tesztet alkalmaztam, amely során nem csak az előhevítési, hanem a pillanathevítési hőmérsékletet is vizsgáltam. A kiértékelések során alkalmazott három kritérium alapján (rekuperáció: <5 %, visszaforgatási arány: 1,0±0,1, és dózis hiba: 1,0±0,1) legmegfelelőbb a 200 °C/160 °C-os előhevítési/pillanathevítési kombináció. Ezen a hőmérsékleti kombináción a minták átlagos rekuperációja, visszaforgatási és dózis hibája a durvaszemcsés minták esetében 1,02±0,04, 2,58 % és 0,98±0,05, míg a finomszemcsés mintáknál ezek az értékek 1,03±0,05, 0,17 % és 0,99±0,11 voltak. Tehát ezen paraméterek alapján a mérések megfelelőnek bizonyultak, mivel reprodukálhatóak voltak. A vizsgálatok alapján megállapítottam, hogy a magyarországi fluviális mintákon alkalmazott előhevítési hőmérséklet értékek (200-240 °C) megfelelőnek tekinthetők.

A durvaszemcsés minták sokkal inkább visszaadták a mesterségesen besugárzott dózis értékét, mint a finomszemcsések, mivel utóbbiak dózis értékei nagy szórást mutattak és a részminták kis százaléka felelt meg a mérésekre. Ennek legvalószínűbb oka a gyors komponens alacsony aránya bizonyos mintákban. Általánosságban kijelenthetővé vált, hogy ugyan a recens finomszemcsés minták esetében a mérések valamelyest nagyobb hibával reprodukálhatók, az értékek a megadott hibahatáron belül helyezkedtek el. A durvaszemcsés frakcióba tartozó minták esetében az összes mérés átlaga és a hozzájuk tartozó standard hiba 1,01±0,02 Gy. Tehát javaslatom az, hogy a fluviális kutatások során törekedni kell a durvaszemcsés üledékek megmintázására, és amennyiben finomszemcsés hordalékból lehet csak mintát venni, körültekintően kell a méréseket és teszteket elvégezni.

6.1.3. A kvarc egyenérték dózist befolyásoló tényezők és azok térbeli változása

A termális transzfer (TT) jelentős túlbecslést eredményezhet a kor számításakor. A vizsgálat ezen részében két fő kutatási kérdést fogalmaztam meg: (1) a termális transzfer alapján kapott egyenérték dózisok között tapasztalható-e különbség a durva- és a

finomszemcsés minták eredményei között, illetve (2) a SAR mérések során esetlegesen alkalmazott forró hevítéses (hot bleach, HB) kezelés milyen hatással van ezekre az értékekre? A recens üledékminták közül 5 mintavételi pontról származó durva- és finomszemcsés mintán végeztem részletes teszteket. Az elemzéseknél a 200 °C-os előhevítési értéket emeltem ki, mivel efölött jelentős TT érték növekedés volt megfigyelhető. A durvaszemcsés minták esetében a HB nélküli kezelés során az átlagos TT értéke 200 °C-on 0,06±0,05 Gy, maximálisan 0,25±14 Gy volt, míg 300°C-on 0,88±0,33 Gy. A HB-es kezelés alkalmával az átlagos termális transzfer (TT) értéke 200 °C-on 0,65±0,22 Gy (maximum érték: 1,17±0,19 Gy), illetve 300 °C-on 0,68±0,20 Gy. Megállapítottam, hogy 200 °C-ig forró hevítés nélkül elhanyagolható a termális transzfer, egyéb esetben jóval magasabb értékek is jelentkezhetnek, amelyek nagyon fiatal minták egyenérték dózis meghatározásánál jelentősen módosíthatják a kapott eredményt. A finomszemcsés minták esetében a forró hevítés nélküli TT értékek nagy hasonlóságot mutattak a durvaszemcsés minták értékeivel, habár jelentősen kisebb különbség fedezhető fel az alacsony és magas hőmérsékletek között. Az átlagos TT érték 200 °C-on -0,07±0,03 Gy (maximum 0,00±0,01 Gy) volt, eközben a 300 °C-os átlag TT érték 0,18±0,03 Gy-nek mutatkozott, vagyis a termális transzfer elhanyagolhatónak mondható. Amikor a mérések forró hevítés (HB) beiktatásával történtek, a TT értéke jelentősen emelkedett. A HB kezeléses átlagos TT érték 200 °C-on 0,94±0,02 Gy volt (max: 0,99±0,04 Gy), míg 300 °C-on az átlagérték 0,94±0,02 Gy volt, tehát elhanyagolható eltérés mutatkozott a két hőmérsékleti érték között, azonban meg kell jegyeznem, hogy viszonylag magas a termális transzfer értéke a forró hevítés nélküli méréshez viszonyítva.

Mindezekből egyértelművé vált, hogy a forró hevítés kezelés növeli a termális transzfer értékét, ami kortúlbecsléshez vezethet. A továbbiakban az összes recens mintára vonatkozóan elvégeztem a termális transzfer tesztet, de immáron csak egy hőmérsékleti értéken (200°C) és HB kezelés nélkül. Összességében elmondható, hogy a finomszemcsés minták eredményei alacsonyabbak voltak (átlag: –0.02 ± 0.00 Gy; max: 0.04 ± 0.01 Gy), mint a durvaszemcsés mintáké (átlag: 0.04 ± 0.00 Gy; max: 0.25 ± 0.14 Gy).

Következtetésként megállapítható, hogy mind a durva-, mind a finomszemcsés üledékeken végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a dunai üledékek egyenértékdózisa jelentősen megnő, ha az előhevítési hőmérsékletet 200 °C fölé visszük. Habár a forró hevítés alkalmazása csökkenti a visszamért dózisok szórását, jelentős mértékű termális transzferhez vezethet, amely mintánként eltérő mértékű. Ezért a továbbiakban javasolt a HB nélküli SAR protokoll alkalmazása a magyarországi Duna üledékeken. Általánosságban elmondható,

hogy a minták termális transzfer értéke nem jelentős. Az eddigi vizsgálatok alapján a durvaszemcsés fiatal üledékekre 0,04 ± 0,00 Gy termális transzfer korrekciós értéket javasolok. A TT értékek vizsgálata során a folyó hossz-szelvénye mentén térbeli összefüggés nem volt megfigyelhető.

Végezetül meghatároztam a recens minták reziduális dózisainak (D_{res}) nagyságát. Külön kezeltem a durva- és finomszemcsés mintákat, összehasonlítottam a kapott érétkeket és megvizsgáltam, hogy a Duna magyarországi szakaszán felfedezhető-e szabályszerűség a reziduális dózisokat illetően. Általánosságban megállapítható, hogy a durvaszemcsés minták D_{res} értékei alacsonyabbak voltak mind az átlagos (0,10±0,01 Gy), mind pedig a maximális értéket tekintve (0,56 ± 0,17 Gy), mint a finomszemcsés minták értékei (átlag: 2,34±0,72 Gy maximum: 14,50 ± 0,52 Gy). Mindez azt jelenti, hogy amennyiben 1-2 Gy/ka dózisteljesítménnyel számolunk, ez akár 60-120 éves túlbecslést is okozhat durvaszemcsés minták esetében. Idősebb minták esetében ez elhanyagolhatónak mondható, azonban fiatalabbaknál jelentős túlbecslést jelent.

A finomszemcsés D_{res} értékek akár 1,2-2,3 ezer éves túlbecsléshez is vezethetnek, amelyet már az idősebb minták esetében is figyelembe kellene venni. A durvaszemcsés minták fakítása közel teljes volt a vizsgált szakaszon, a D_{res} és standard hibája 0,10 ± 0,01 Gy-nek adódott. Javaslom, hogy a későbbi kutatások során a vizsgált területről származó fiatal üledékek egyenértékdózisait 1 ka korig a fenti értékkel korrigálják az OSL kormeghatározások során. Az idősebb dunai üledékek esetében a hiányos fakítás hozzájárulása a mért egyenértékdózishoz kevésbé fontos, ha megfelelő statisztikát alkalmaznak, de az üledékes környezet bizonyos eltéréseket okozhat, amelyeket a jövőben vizsgálni kellene. Tapasztalataim szerint a finomszemcsés üledékek esetében a hiányos fakítás azonban jelentős probléma, ezért a Duna alsó szakaszán ez a frakció nem alkalmazható biztonságosan az idősebb üledékek OSL kormeghatározás során, mivel itt jelentkezett leginkább a reziduális dózis. Azonban a Duna felső szakaszán, a finomszemcsék megfelelő alternatívák lehetnek, de figyelembe kell venni az itt kapott átlagos D_{res} értéket (0,85 ± 0,12 Gy), mellyel korrigálni érdemes a kapott egyenértékdózisokat. A D_{res} hossz-szelvény menti értékei egyes szakaszokon jelentősen megemelkednek. Ezek a szakaszok egybeesnek a Duna menti erodálódó löszös magaspartokkal. Ezek alapján elmondható, hogy a finomszemcsés D_{res} értékek a jelenlegi eróziós aktivitás indikátorai is lehetnek.

A fent említett tesztek után a kapott eredményeket alkalmaztam az idősebb minták esetében is. Tehát, ahol csak lehetőségem volt rá, durvább szemcseméret tartománnyal dolgoztam, hogy minél inkább elkerüljem a hiányos fakítás jelenségéből adódó hibákat.

Ezen kívül, az ártéri szinteken gyűjtött minták OSL kormeghatározása során az előhevítési tesztek alkalmával kapott eredményeket is felhasználtam, és törekedtem minél több részminta vizsgálatára, hogy statisztikailag megfelelő adatokat kapjak. A minták jelentős része idősebb volt, mint 1 ezer év, csak a hullámtéren gyűjtött minták bizonyultak fiatalabbnak, de ezeken elvégeztem a reziduális dózisok vizsgálata során megállapított korrekciót.

6.1.4. A Duna menti síkvidék felszínformálódása a késő pleisztocéntől a jelenkorig

Az OSL korok és a korábban elkészített geomorfológiai vázlat segítségével rekonstruálhatóvá vált a Duna menti síkság vizsgált területén az alluviális felszínformálódás folyamata késő pleisztocéntől kezdődően. A legidősebb, Pécsi (1967) szerint magas ártéri, az általam felállított rendszerben II. ártéri szintről származó, Kolon-tó mellett gyűjtött OSL minták egyenérték dózis értékei jelentős szórással rendelkeztek, az Abanico-diagramon ábrázolva több móduszúak voltak, így valószínűsíthető folyóvízi eredetük. Két fúrás esetében a koradatok 10 ka körül voltak (10,83 ± 0,66 ka, 10,92± 0,41 ka és 10,43 ± 0,71 ka), míg a másik két fúrásnál magasabb OSL korok adódtak (23,60 ± 1,18 ka és 17,38 ± 0,60 ka). Tehát Duna a II. magas ártéri szintet bizonyíthatóan 17- 23 évvel ezelőtt, azaz az utolsó glaciális maximum idején is formálta, majd bevágódott, de ennek pontos korát közvetlenül nem tudtam megállapítani.

A legalább 3 méteres bevágódás eredményeként jött létre az alacsony ártér szintje, amit három részre osztottam magassági viszonyai és a szintek keletkezésének ideje alapján. A II. szint nyugati előterében maradt fenn az I/3. szint. Ennek nyugati peremén helyezkedik el az öregcsertői mintaterület, ahol egy ártéri laposban mélyítettük a fúrást, ahol változatos OSL korokat kaptam, ráadásul a fiatalabb minták voltak legalul (475 cm: 15,67±0,75 ka, 620-670 cm: 8,90±0,35 ka, 770-780 cm: 9,84±0,58 ka és 920-980 cm: 7,55±0,28 ka). Az öregcsertői finomszemcsés minta (mélysége: 475 cm) esetében különösen jól megfigyelhető volt a már említett kor túlbecslés, amely több ezer évet is jelenthet. A mintavételi hely legfiatalabb koradata arra utal, hogy az I/3 szint egészen 7,5 évvel ezelőttig formálódhatott, de utána valószínűleg olyan ártéri üledékek rakódtak le a területen nagy vastagságban, amelyek kifakulása nagyon kis mértékben következett be.

A Duna mintegy 7,5 ezer éve hozta létre a következő, I/2 szintet, amely az I/3. szint fölé magasodik, tehát intenzív feltöltődéssel jött létre. Ennek a feltöltődésnek a mértéke azonban folyásirányban egyre csökkent, hiszen a mintaterület déli vége felé már a két szint egybesimul, sőt, a legdélebbi területen az I/2 szint már bevágódás jeleit mutatja. A szinten

nagyméretű paleomedrek és övzátonysoraik maradtak fenn, ezekből mintáztunk meg néhányat Dunavecse, Nagykékes és Alsóerek környékén. A fúrások alapján megállapítható, hogy a feltöltődés, azaz a szint kialakulása 6-7,5 ezer éve ment végbe. A feltöltődés viszonylag gyors lehetett, hiszen az alsóereki és nagykékesi fúrások alján lévő 6-7,3 ezer éves üledékekre (például AE1/3: 6,95±0,71 ka, AE2: 6,30±0,37 ka, AE+: 6,61±0,34 ka és AE4: 7,16±0,62 ka) jóval idősebb OSL kort mutató üledékek rakódtak (például AE1/2: 9,19±0,53 ka és AE1/1 9,73±0,42 ka). Ezek a rétegek döntően iszapos-homokos üledékből állnak, így elképzelhető, hogy (1) a folyóvízben a lebegtetve szállítódó finomszemcsék megakadályozták a napsugarak behatolását a vízbe, így leárnyékolták a szemcséket és nem lehetett tökéletes a jelek nullázódása; és/vagy (2) a löszös magaspart anyaga intenzíven erodálódhatott, és a rövid szállítási útvonal miatt nem oltódott ki a szemcsék OSL jele. Ez az anyag nem csupán az I/2 szintre juthatott el, de az alacsonyabban fekvő I/3 szint mélyebb formáiban is felhalmozódhatott, hiszen azok az ártér disztális területén helyezkedtek el, ahová már csak mérsékelt mennyiségű lebegtetett hordalék jutott. Ezért lehet a két szint határán lévő öregcsertői minta mélyre temetve, illetve ezért formaszegény az I/3 szint.

Az I/2 szintbe 1-1,5 méterrel bevágódó Duna végül létrehozta az I/1. szintet, amelyen szintén nagyszámú meander marat fenn. A kalocsai, fajszi és bogyiszlói fúrások arra utalnak, hogy a szint anyagát a Duna 5,3-5,5 ezer éve rakta le. A fluviális formálódás üteme lelassult, a medrek lassan fejlődhettek, hiszen a megmintázott kalocsai paleomeder fejlődése több ezer évig tartott. A kiemelt I/2 szintre már nem vagy alig juthatott hordalék, ezért a formái megőrződhettek. Ez a fluviális felszínformálási mód a 19. századi szabályozás következtében megszakadt, és legfeljebb a hullámtér formálódhat tovább az árvizek okozta feltöltődés révén.

7. SUMMARY

The possibilities of OSL dating in the analysis of fluvial samples, furthermore the conclusions that can be drawn from these measurements were assessed in this study. Luminescence dating was tested not only for the analyses of the fluvial processes and the evolution of the Danubian Plain (Duna menti síkság), but also for the assessment of the factors that can influence the equivalent dose and thus the result of the OSL dating, as a more precise age determination can be perform by this assessment.

The first aim of this research was a methodological investigation related to the methodology of OSL dating aiming at the investigation of modern sediments along the Danube and the identification of any spatial trends or patterns in the OSL characteristics along the longitudinal section of the river. Those OSL characteristics were assessed on the whole Hungarian section of the Danube, which can have significant effect on the equivalent dose and thus the result of the OSL dating, in sediments deposited during the flood in 2013. Furthermore, the assessment of the differences of sandy and silty sediments in term of OSL dating was also important, because an age correction for older sediment can be performed by using the result of this assessment, which can also improve the result of the OSL dating. Furthermore these result can support the understanding of earlier research results that were considered errors. The second part of this research was focused on the geomorphological evaluation of the Danubian Plain, aiming at the delineation of the floodplain levels on the Danubian Plain and the reconstruction of their evolution based on their geomorphological forms and ages. Following the identification of geomorphological form on the different floodplain levels, the age determination of sediments from point-bars, backswamps and palaeo-channels was carried out by OSL dating method. Based on these results, a complex reconstruction of the geomorphological evolution of the Danubian Plain, and the assessment of the floodplain aggradation rate on the active, artificial floodplain along the Danube became possible.

7.1. Characteristics of the floodplain levels

On the Danubian Plain, four floodplain levels were delineated on the basis topography and geomorphological forms (mainly fluvial forms) were identified on the different floodplain levels. The loess covered area west of the Danube and the sand land east of the Danube descend to the floodplain levels of the Danube plain with 15-25 meter bluffs. The alluvial plain was divided earlier to two floodplain levels: the upper and lower floodplains by Pécsi (1967, 1991), however this research revealed that latter can be further

divided into three levels: the oldest level (I/3) that is situated in the western front of the II level east of the Danube, the younger level I/2. that can be observed in smaller patches on both east and west of the Danube, and the youngest level I/1 was identified on both the right and left bank of the Danube, but it is also not continuous surface. The level II has an elevation of 95-97 m a.s.l., and the level I/3 is situated on a 3 m lower elevation. The floodplain level I/2 is situated on a higher elevations compared to the floodplains level I/3 and level I/1 generally, except for the southernmost part of the study area. The elevation change of the floodplain levels along the longitudinal section of the Danube is mostly divergent, indicating that these floodplain levels were formed by cut back that was induced by the subsidence of the southern part of the Danube. The floodplain level I/2 is considerably different from level I/1 ad I/3, because this level has higher elevation than the older level (I/3) and a large number of palaeo-channels could be preserved on this level. This floodplain level – unlike the others – was formed by aggradation, indicated by its convergent surface and OSL characteristics of the samples. On the younger floodplain levels (I/1-2) the palaeo-channels are clearly observable, which indicate moderate floodplain aggradation processes.

7.2. Assessment of factors influencing the equivalent dose and the OSL characteristics

Along the Hungarian section of the Danube, modern samples were collected and tested to assess the applicability of the Danube sediments for OSL dating. The longitudinal trends and patterns of the OSL characteristics that can significantly influence the equivalent dose and the result of the OSL dating were analysed. The following OSL characteristics were assessed in details:

1) The OSL components, because it highly determines the applicability of the sample for OSL dating;
2) The appropriateness of SAR protocol (preheat and cutheat tests, dose recovery test) to determine the rate of reproducibility of the measurements. Detailed tests were performed to define the differences between the coarse grain and fine grain sediments;
3) Determining the thermal transfer value of the samples, which may cause age overestimation;
4) Measuring residual dose (D_{res}) in modern samples, which may result older ages than the actual deposition time.

Generally, coarse grain samples had more OSL components than fine grain samples. For the former, detection of even 4-5 components was possible, which could be split into

‘fast, ‘medium’ and three ‘slow’ components (‘S1’, ‘S2’ and ‘S3’). Beside fast and medium components, mostly type 2 slow component could be detected in coarse grain samples. From fine grain samples generally only 2-3 component could be detected and the proportion of fast components was mostly very low compared to the proportion of medium component, or completely missed. In coarse grain samples, the proportion of fast components was sufficient for further measurement, while in fine grain samples fast components could also be detected, but their proportion was very low. Consequently, for Danube sediments coarse grain samples are more suitable for OSL measurements. Coarse grain samples are optimal for OSL dating, but samples dominated by medium components can also be suitable for OSL dating with appropriate tests, considering the potential residual signals owing to the lower effectiveness of trap emptying.

Tests were made to define the preheat temperature for SAR measurement on all samples. On modern samples, combined tests were applied to analyse not only the preheat, but also the cutheat temperatures. Based on the applied 3 criteria (recuperation: <5 %, recycling ratio: 1.0±0.1, dose recovery rate: 1.0±0.1) the 200°C/160°C preheat-cutheat combination proved to be the best option for further measurements. At this temperature combination the average recycling ratio, recuperation, and dose recovery ratio of samples were 1.02 ± 0.04, 2.58 % and 0.98 ± 0.05 for the coarse grain and 1.03 ± 0.05, 0.17 % and 0.99 ± 0.11 for the fine grain fraction, respectively. All of these results proved the appropriateness of the measurements, because the measurements were reproducible. Based on the results, the preheat temperature generally applied for Hungarian fluvial sediments (mainly 200-240 °C) can be considered appropriate.

In terms of coarse grain samples, the artificially irradiated doses correlated with the recovered doses to a much greater degree than in case of fine grain samples. The results of fine grain samples showed high scatter and only a small proportion of the aliquots were considered as applicable for the measurements. The reason for this is probably the low proportion of fast components in the samples. Consequently, it can be declared that the measurements can be reproduced with a slightly larger error in case of fine grains, but the values were within the error limits. For coarse grain samples the average value of the samples and their standard error was 1.01±0.02 Gy. Therefore, it seems sensible to collect both coarse and fine grain samples for the assessment of fluvial sediments, and if only fine grain samples could be collected, the test and measurements should be performed carefully.

7.3. Factors influencing the quartz equivalent dose and their spatial trends and patterns

The thermal transfer (TT) may cause significant overestimation during age calculation. Detailed measurement of the TT was performed on both fine and coarse grain modern samples from 5 study sites and based on the analysis, two main questions were outlined: (1) is there any difference between the results of the two grain sizes in the equivalent doses based on thermal transfer; (2) how the hot bleach (HB) applied during SAR measurement influence the results? The results emphasize the importance of 200 °C preheat temperature, because a gradual increase of TT value was observed above this temperature. In case of coarse grain samples, the mean value of TT at 200°C is 0.06 ± 0.05 Gy with a maximum value of 0.25 ± 14 Gy, while at 300°C it was 0.88 ± 0.33 Gy, when measurements were made without HB. When HB was applied, the mean value of TT at 200°C and 300°C was 0.65 ± 0.22 Gy (maximum value: 1.17 ± 0.19 Gy) and 0.68 ± 0.20 Gy, respectively. The tests shows that until 200 °C the TT is negligible without HB, however if temperature was set above 200 °C, not inevitably, but much higher values may occur, which can significantly influence the equivalent dose of young sediments. In terms of fine grain samples, the values of TT without HB showed a similar pattern than in case of coarse grain samples, however the difference between lower and higher temperature values was smaller. The mean TT at 200°C was –0.07 ± 0.03 (maximum value: 0.00 ± 0.01 Gy), while TT at 300°C was 0.18 ± 0.03 Gy, meaning that TT can be considered negligible. When measurements were made with HB the TT values were remarkably higher. With HB, the mean TT at 200°C was 0.94 ± 0.02 Gy with a maximum value of 0.99 ± 0.04 Gy, while at 300°C TT was 0.94 ± 0.02 Gy. Thus, insignificant difference of the TT can be observed at the two temperatures, but the values are relatively high comparing to measurements without HB.

Based on the above, it became obvious that the HB increases the value of TT, resulting in a potential overestimation of the ages. Following the tests, thermal transfer was measured on all modern samples, but only at one temperature value (200°C) and without HB. In general, the results of fine grain samples were lower (average: –0.02 ± 0.00 Gy; max: 0.04 ± 0.01 Gy) than those of coarse grains (average: 0.04 ± 0.00 Gy; max: 0.25 ± 0.14 Gy).

Consequently, measurements on both coarse and fine grain sediments proved that as a matter of TT, the equivalent dose of Danube sediments increases considerably if preheat temperature is set above 200°C. Although the use of HB decreases the scatter of recovered doses, it also introduces a considerable degree of TT, which can differ from sample to sample. Therefore, the SAR protocol without HB is advised for analysing Hungarian Danube

sediments. In general, the TT of samples was not considerable, however in case of modern and few centuries old sediments, correction seems to be necessary. Based on the assessments, 0.04 ± 0.00 Gy TT correction value is suggested for coarse grain young sediments. In TT values, no spatial trend or pattern was observed along the longitudinal section of the river.

Finally, the residual dose of the modern samples was determined. The coarse grain and fine grain samples were analysed separately and the result were compared to reveal whether any trend or pattern of residual doses can be detected along the Hungarian section of the Danube. In general, the D_{res} values of coarse grain samples were lower regarding both the average (0,10±0,01 Gy), and maximum values (maximum: 0.56 ± 0.17 Gy) than in case of fine grain samples (average: 2.34 ± 0.72 Gy, maximum: 14.50 ± 0.52 Gy). This means a 60–120 y age overestimation if 1.0–2.0 Gy/ky dose rates are considered in case of coarse grain samples. This overestimation is not remarkable for older samples, however for younger samples this can lead to a significant overestimation.

Concerning fine grain samples, these D_{res} values can lead to 1.1-2.3 ka overestimation, which is remarkable also for older samples. Consequently, the bleaching of coarse grain samples was fairly complete on the studied river reach, the standard error of D_{res} was 0.10 ± 0.01 Gy. It is suggested that in case of younger sediment deposits from the investigated area the equivalent dose should be corrected by this value until 1 ka. Besides, in case of older Danubian sediments the effect of incomplete bleaching on the measured equivalent dose seems to be of low significance if a proper statistical treatment is applied, however the depositional environment might cause some differences which should be investigated further in the future. However, concerning fine grain sediments the incomplete bleaching caused a major difficulty. On the lower section of the studied river reach this fraction can not be used safely for OSL dating of older sediments, because the residual dose was the most significant here. On the upper section of the Danube, fine grains can be an alternative, however an average (0.85 ± 0.12 Gy) D_{res} must be considered and the equivalent dose must be corrected with this value. The longitudinal pattern of the D_{res} shows that it is significantly higher at some sections, where the Danube is passing loess bluffs. Based on these, the D_{res} values of fine grains can be an indicator of modern day erosional activity.

The results of the above tests were applied also for older samples. Wherever it was possible, coarse grain samples were selected to avoid the effect incomplete bleaching. The OSL dating of samples collected from the previously delineated floodplains was also performed. During the measurements, the results of the preheat tests were applied and as

many aliquots as possible were measured to achieve statistically relevant data. Most of the samples were older than 1 ka, only the age of samples collected from the active floodplain were proved to be younger, thus on these samples the necessary correction identified during residual dose tests was applied.

7.4. Evolution of the Danubian Plain from the Late-Pleistocene to the present age

Based on the OSL dating results and the performed geomorphological mapping, the evolution of the alluvial areas on the Danubian Plain could be reconstructed. In terms of samples from the oldest floodplain – the upper floodplain according to Pécsi (167) and defined as floodplain level II by this reseach – collected at Lake Kolon, significant scatter of equivalent doses was observed. The Abanico plot indicated multiple modes, proving the existence of fluvial sediments in the area. At two sampling points the defined ages of the samples were around 10 ka (10.83 ± 0.66 ka, 10.92± 0.41 ka and 10.43 ± 0.71 ka, respectively), while at the other two sampling points older samples were identified (23.60 ± 1.18 ka and 17.38 ± 0.60 ka, respectively). Thus, it was proved that the Danube formed its II. upper floodplain level even at 17-23 ka ago during the Last Glacial Maximum, and later the Danube incised into this floodplain level, but the exact date of this event could not be defined.

This 3 meters incision induced the formation of the lower floodplain level, which was separated to three levels based on their elevations and ages. The floodplain level I/3 could be preserved in the western front of the II level. The western edge of this level was sampled at Öregcsertő, where the borehole was drilled in a backswamp. The ages of the samples were diverse, moreover the youngest samples were found at the bottom (475 cm: 15.67±0.75 ka, 620-670 cm: 8.90±0.35 ka, 770-780 cm: 9.84±0.58 ka and 920-980 cm: 7.55±0.28 ka). In terms of the fine grain sample from Öregcsertő (depth: 475 cm), age overestimation was especially emphasized, meaning even 2-3 ka overestimation. The youngest sample of this study site suggests that the floodplain level I/3 could be formed even until 7.5 ka ago, but after that time thick layer of floodplain sediment deposited on the area, which experienced only a very slight bleaching.

Consequently, the Danube created the floodplain level I/2 at about 7.5 ka ago, which level has higher elevation, indicating that it was formed by intensive aggradation processes. The rate of this aggradation however continuously decreased in downstream direction, as the elevation of two floodplain levels are close to each other on the downstream end of the study area, moreover in the southernmost area, the I/2 level shows even the signs of incision. On

this floodplain level, large palaeo-channels and their point-bars could be preserved. Some of these were sampled at Dunavecse, Nagykékes and Alsóerek. Based these drillings, the aggradation, the formation of the level was occurred at 6-7.5 ka ago. The rate of the aggradation could be relatively fast, because in the boreholes at Alsóerek and Nagykékes the 6-7.5 ka old sediments at the bottom (e.g. AE1/3: 6.95±0.71 ka, AE2: 6.30±0.37 ka, AE+: 6.61±0. 34 ka és AE4: 7.16±0.62 ka) was covered by sediments showing significantly older OSL ages (e.g. AE1/2: 9.19±0.53 ka és AE1/1 9.73±0.42 ka). These layers are fine grain (silty-sand) dominated layers, thus it is possible that (1) the suspended sediment in the river prevented the water from penetrating the solar rays, thus the sediment may not be exposed sufficiently to sunlight, resulting in incomplete bleaching; and/or (2) the loess bluff eroded intensively and the short transportation route caused the incomplete bleaching. This sediment was deposited not only on the level I/2, but also in the deeper geomorphological forms of the lower lying level I/3, as they were situated on the distal area of the floodplain, where only a smaller amount of suspended sediment could be transported. This could be the cause for the deep burial of the Öregcsertő sample on the border of the two layers, and for the occurrence of only a few geomorphological forms on the level I/3.

The 1-1.5 m incision of the Danube into the I/2 level created the I/1 level, on which also a large number of meanders could be preserved. The sediments from the boreholes at the Kalocsa, Fajsz and Bogyiszló sites indicate that these sediments were deposited at 5.3-5.5 ka ago by the Danube. The intensity of fluvial formation was slowed down, the meanders developed slowly, as the development of the sampled palaeo-meander at Kalocsa was active for several thousand years. The sediments could hardly reach the level I/2, therefore their geomorphologic forms could be preserved. This fluvial activity was disrupted by the river regulation and flood protection works, and after that time only the artificial floodplain could be formed by the deposition of floods.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek **Dr. Sipos Györgynek**, aki hallgató koromtól kezdve folyamatosan támogatott és ösztönzött a doktori fokozat megszerzésére, kitartása és biztatása nélkül nem jöhetett volna létre ez a dolgozat.

Köszönettel tartozom **Dr. Kiss Tímeának** a mintagyűjtések és a dolgozat megírása során nyújtott önzetlen segítségéért, tanácsaiért és bátorításáért.

Köszönet illeti az **TL/OSL laboratórium jelenlegi és egykori csapatát** a mintagyűjtések, feltárások és kiértékelések során nyújtott óriási segítségükért.

Köszönöm a rengeteg baráti és szakmai tanácsot **Csépe-Muladi Beátának, Füzesiné Sümeghy Borbálának és Ladányi Zsuzsannának, Právetz Tamásnak és Páll Dávid Gergelynek.**

Hálásan köszönöm **Blanka-Végi Viktóriának** a gyors és precíz angol nyelvi segítséget.

Utoljára, de nem utolsó sorban a legnagyobb köszönettel a **Családomnak és Páromnak** tartozom, akik mindvégig támogattak, hittek bennem, biztattak, mellettem álltak és a legnagyobb türelemmel viselték a néha igen csak rögös utat is.

IRODALOMJEGYZÉK:

Aitken M. J. (1985): Thermoluminescence Dating. London, 359 p.

Aitken M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating. Oxford University Press. London.

Alexanderson H. (2007): Residual OSL signals from modern Greenlandic river sediments. Geochronometria 26. 1-9. pp.

Auclair M., Lamothe M., Hout S. (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. Radiation Measurements 37 (4-5), 487-492 pp.

Baker R. G., Schwert D. P., Bettis III. E. A., Chumbley C. A. (1993): Impact of Euro-American settlement on a riparian landscape in northeast Iowa, midwestern USA: an integrated approach based on historical evidence, floodplain sediments, fossil pollen, plant macrofossils and insects. The Holocene 3/4: 314-323 pp.

Bell W. T. (1979): Attenuation factors for the absorbed radiation dose in quartz inclusions for thermoluminescence dating. Ancient TL 8, 2-13 pp.

Berger G. W. (1990): Effectiveness of natural zeroing of the thermoluminescence in sediments. Journal of Geophysical Research 95. 12375-12397. pp.

Bogárdi J. (1971): Vízfolyások hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó, Budapest. 755 p.

Bortolot V. J. (1997): Improved OSL excitation with fiberoptics and focused lamps. Radiation Measurements 27, 101-106 pp.

Bøtter-Jensen L. (2000): Development of Optically Stimulated Luminescence Techniques using Natural Minerals and Ceramics, and their Application to Retrospective Dosimetry. Risø National Laboratory, Roskilde

Bøtter-Jensen L., Duller G. A. T. (1992): A new system for measuring optically stimulated luminescence from quartz samples. Nuclear Tracks and Radiation Measurements 20, 549-553 pp.

Bøtter-Jensen L., Duller G. A. T., Murray A. S., Banerjee D. (1999): Blue light emitting diodes for optical stimulation of quartz in retrospective dosimetry and dating. Radiation Protection Dosimetry 84, 335-340 pp.

Bøtter-Jensen L., McKeever S. W. S., Wintle A. G. (2003): Optically Stimulated Luminescence Dosimetry. Elsevier Science, The Netherlands, 355p., ISBN: 0-444-50684-5.

Braun M., Szalóki I., Posta J., Dezső Z. (2003): Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. In: MHT XXI. Vándorgyűlésén elhangzott előadások (CD-kiadvány).

Brennan B. J. (2003): Beta doses to spherical grains. - Radiation Measurements, 37: 299-303 pp.

Bridge JS (2003): Rivers and floodplains: forms, process and sedimentarí record. Blackwell, Oxford

Brooks G. R., Grenier A. (2001): Late holocene pollen stratigraphy of Lake Louise, Manitoba. Geological Survey of Canada, Current Research 2001-B1, 7p

Brown A.G. (1997): Alluvial Geoarcheology – Floodplain archeology and environmental change. Cambridge University Press, Cambridge. 377p.

Brugam R. B. (1978): Pollen indicators of land-use change in southern Connecticut. Quaternary Research 9: 349-362 pp.

Brush G. S., Martin E. A., DeFries R. S., Rice C. A. (1982): Comparisons of ^{210}Pb and pollen methods for determining rates of estaurine sediment accumulation. Quaternary Research 18: 196-217 pp.

Bulla B. (1941): A Magyar medence pliocén es pleisztocén teraszai. Földrajzi Közlemények 69, 199-230 pp.

Bulla B. (1956): Folyóterasz-problémák. Földrajzi Közlemények 80, 121–141 pp.

Buylaert J. P., Vanderberghe D., Murray A. S., Huot S., De Corte F., Van den Haute P. (2007): Luminescence dating of old (>70 ka) Chinese loess: a comparison of single-aliquot OSL and IRSL techniques. Quaternary Geochronology 2, 9-14 pp.

Chen R., McKeever S. W. S. (1997): Theory of thermoluminescence and related phenomena. World Scientific Publishing, Singapore, 559p., ISBN: 9810222955.

Cholnoky J. (1941): A Huang-ho törmelékkúpja. Földrajzi Közlemények 69/2: 78-94 pp.

Clark J. S., Patterson III. W. A. (1984): Pollen, Pb-210, and opaque spherules: an integrated approach to dating and sedimentation in the intertidal environment. Journal of Sedimentary Petrology 54/4: 1251-1265 pp.

Clark R. L. (1986): Pollen as a chronometer and sediment tracer, Burrinjuck Reservoir, Australia. Hydrobiologia 143: 63-69 pp.

Constantine J. A., Pasternac G. B., Johnson M. L. (2005): Logging effects on sediment flux observed in a pollen-based record of overbank deposition in a northern California catchment. Earth Surface Processes and Landforms 30/7: 813-821 pp.

Colls A. E., Stokes S., Blum M. D, Straffin E. (2001): Age imit ont he Late Quaternary evolution of the upper Loire River. Quaternary Science Reviews 20. 743-750 p.

Dövényi Z. (2010): Magyarország kistájainak katasztere. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Budapest ISBN 978-963-9545-29-8

Duller G. A. T. (2012): Improving the accuracy and precision of equivalent doses determined using the optically stimulated luminescence signal from single grains of quartz Radiation Measurements 47, 770-777 pp.

Duller G. A. T., Bøtter-Jensen L., Murray A. S. (2000): Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability. Radiation Measurements 32, 453-457 pp.

Duller G. A. T., Wintle A. G., Hall A. M. (1995): Luminescence dating and its application to key Pre-Late Devensian sites in Scotland. Quaternary Science Reviews 14, 495-519 pp.

Ekdahl E. J., Teranes J. L., Guilderson T. P., Turton C. L., McAndrews J. H.,Wittkop C. A., Stoermer E. F. (2004): Prehistorical record of cultural eutrophication from Crawford lake, Canada. Geology 32/9: 745-748 pp.

Félegyházi E. (2008): Ártéri lapályok elhagyott meder- és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Földrajzi Tanulmányok 2, 55-65.

Fiebig M., Preusser F. (2007): Investigationg the amount of zeroing in modern sediments of River Danube, Austria. Quaternary Geochronology 2. 143-149. pp.

Frisnyák S. (1977): Magyarország földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest

Fuchs M., Lang A. (2001): OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliguot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. Quaternary Science Reviews 20, 783-787.

Fusch M., Straub J., Zoller L. (2005): Residual luminescence signal of recent flood sediments: A comparison between quartz and feldspar fine- and coarse-grain sediments. Ancient TL 23. 25-30. pp.

Gábris Gy. (2007): Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóprétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. Földtani Közlöny 137, 515-540 pp.

Gábris Gy., Telbisz T., Nagy B., Belardinelli E. (2002): A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények 84/3: 305-318 pp.

Galbraith R. F. (2005): Statistics for Fission Track Analysis. 240. p. Chapman and Hall, London.

Galbraith R. F., Roberts R. G., Laslett G. M., Yoshida H., Olley J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I:Experimental design and statistical models. Archeometry 41, 339-364 pp.

Hilgers A. (2007): The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. University of Köln (PhD disszertáció)

Hu G., Zhang J-F., Qiu W-L., Zhou L-P. (2010): Residual OSL signals in modern fluvial sediments from Yellow River (HuangHE) and the implications for dating young sediments. Quaternary Geochronology 5. 187-193. pp.

Hudson P.F. (2003): Floodplains: environment and process. Geomorphology, 56, 3–4, 225–352 pp.

Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I., Thewalt M. L. W. (1985): Optical dating of sediments. Nature 313, 105-107. pp.

Huntley D. J., Lamothe M. (2001): **Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating Can. J.** Earth Science 38, 1093-1106 pp.

Hütt G., Jaek I., Tchonka J. (1988): Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. Quaternary Science Reviews 7, 381-385 pp.

Jain M., Thomsen K. J., Bøtter-Jensen L., Murray A. S. (2004): Thermal transfer and apparent-dose distribution in poorly bleached mortar samples: Results from single grains and small aliquots of quartz. Radiation Measurements 38, 101-109 pp.

Jaiswal M. K., Chen Y. G., Kale V. S., Achyuthan H. (2009): Residual luminescence in quartz from slack water deposits in Kaveri Basin, South India: a single aliquot approach. Geocronometria 33, 1-8. pp.

Jaskó S., Krolopp E. (1991): Negyedidőszaki kéregmozgások és afolyóvízi üledék-felhalmozódés a Duna-völgyben Paks és Mohács között. A MÁFI évi jelentése 1989-ről.

Jámbor Á. (2001): Quarternary. In: HAAS J (ed) Geology of Hungary. Eötvös, Budapest

Károlyi Z. (1960): A Tisza mederváltozásai, különös tekintettel az árvízvédelemre. VITUKI, Tanulmányok és kutatási eredmények 8., Budapest.

Kiss T., Sümeghy B., Hernesz P., Sipos Gy., Mezősi G. (2013): Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maroshordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. Földrajzi Közlemények 137/3, 269-277 pp.

Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Radtke U. (2006): Liminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland. Radiation Measurements Vol. 41 Issues 7-8 866-870 p.

Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Reitner J. M., Radtke U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. Quaternary Internatianal. Vol. 164-165 21-32.p.

Konecsny K. (2014): A vízjárási szélsőségek néhány jellemzője a Duna magyaroszái szakaszán. XXXII. Országos Vándorgyűlés.

Kreutzer, S. , Schmidt, C. , Fuchs, M. C. , Dietze, M. , Fischer, M. and Fuchs, M. (2012): Introducing an R package for luminescence dating analysis , Ancient TL, 30 (1), pp. 1-8

Lepper K., Agersnap Larsen N., McKeever S. W. S. (2000): Equivalent dose distribution analysis of Holocene Aeolian and fluvial quartz sands from Central Oklahoma. Radiation Measurements 32, 603-608 pp.

Li B., Li S-H. (2006): Correcting for the thermal transfer in OSL measurements of young sediments samples. Radiation Measurements 41. 855-861. pp.

Lóczy D. (2013): Az árterek geomorfológiai osztályozásai a nemzetközi szakirodalomban. Földrajzi Közlemények 137, 105-120 pp.

Lóczy D., Pirkhoffer E., Gyenizse P. (2012): Geomorphometric floodplain classification in a hill region of Hungary. Geomorphology, 147–148, 61–72 pp.

Lomax J., Mitterstraβ D., Kreutzer S., Fusch M. (2015): OSL, TL and IRSL emission spectra of sedimentary quartz and feldspar samples. Radiation Measurements Vol. 81. 251-256.p

Lowick S. E., Preusser F., Pini R., Ravazzi C. (2010): Underestimation of fine grain quartz OSL dating towards the Eemian: comparison with palynostratigraphy from Azzano Decimo, northeastern Italy. Quaternary Geochronology 5, 583-590 pp.

Mauz B., Packman S., Lang A. (2006): The alpha effectiveness in silt-sized quartz: New data obtained by single and multiple aliquot protocols. Ancien TL Vol. 24. No. 2.

Marriott S.B. (2004): Floodplain. In: Goudie, A. S. (szerk): Encyclopedia of Geomorphology, I. Routledge, London. 381–384 pp.

Medioli B. E., Dixit A., Anderson T., Smol J. P. (2003): Late holocene history of pre- and postsettlement environmental change in floodplain lakes of the Red River (Manitoba and North Dakota). Geological Society of America Abstracts with Programs 35/6: 293 p.

Mezősi G. (2011): Magyarország természetföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest

Murray A. S. és Wintle A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerativedose protocol. Radiation Measurements 32: 57-73 pp.

Murray A. S. és Wintle A. G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability. Radiation Measurements 37 (4), 377-381 pp.

Murray A. S., Funder S., (2003): Optically stimulated luminescence dating of a Danish Eemian coastal marine deposit: a test of accuracy. Quaternary Science Review 22, 1177-1183 pp.

Murray A. S., Olley J. M., Caithcheon G. G. (1995): Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology) 14, 365-371 pp.

Murray A. S., Roberts R. G. (1998): Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. Radiation Measurements 29, 503-515 pp.

Murray A. S., Wintle A. G. (2000): Luminescence dating using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements 32, 57-73 pp.

Nanson G.C., Croke J.C. (1992): A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459-486 pp.

Novothny Á., Újházy K. (2000): A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. Földrajzi Értesítő 4-/3-4, 165-187 pp.

Olley J. M., Caitcheon G. G., Roberts R. G. (1999): The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. Radiation Measurements 30, 207-217 pp.

Olley J., Caitcheon G., Murray A. (1998): The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: Implications for dating young sediments. Radiation Measurements 30, 207-217 pp.

Pécsi M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó,Budapest, 346 p.

Pécsi M. (1967): A dunai Alföld. Akadémia Kiadó, Budapest

Pécsi M. (1968): A Duna-árteri szintek kialakulása és fontosabb agrárföldrajzi vonatkozásai. Földrajzi Közlemények 16, 215-222 pp.

Pécsi (1972) (szerk.): MAgyarország geomorfológiai térképe 1:500 000. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet És Kartográfiai Vállalat.

Pécsi M. (1991): Geomorfológia és Domborzatminősítés. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. 296 p.

Prescott J. R., Hutton J. T. (1988): Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. - Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 14: 223-227 pp.

Prescott J. R., Hutton J. T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for Luminescence and ESR Dating: large depths and long-term variations. – Radiation Measurements, 23(2/3): 497-500 pp.

Prescott J. R., Robertson G. B. (1997): Sediment dating by luminescence: a review. Radiation Measurements 27/5-6, 893-922 pp.

Preusser F., Blei A., Graf H., Schlüchter C., (2007): Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. Boreas Vol 36. Issues 2. 130-142 p.

Rittenour T. M. (2008): Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archeological research. Boreas 37. 613-635. pp.

Roberts R. G. 1997: Luminescence dating in archeology: from origins to optical. Radiaton Measurement 27/5-6. pp. 819-892.

Rodnight H. (2006): Developing a luminescence chronology for late Quaternary fluvial change in South African floodplain wetlands. University of Wales, Aberystwyth (PhD disszertáció)

Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Leel-Őssy Sz., Horváth E., Dunai TJ. (2005): Quantification of Quaternary vertical movements int he central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. Tectonophysics 410, 157-172 pp.

Sándor A., Kiss T.(2006): A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó-Tiszán. Hidrológiai Közlöny 86/2: 58-62 pp.

Singarayer J. S., Bailey R. M., (2003): Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. Radiation Measurements 37, 451-458 pp.

Sipos Gy., Tóth O., Pécsi E., Bíró Cs. (2014) Bracketing the Age of Freshwater Carbonate Formation by OSL Dating Near Lake Kolon Hungary. Journal of Environmental Geography. Vol. 7. Issue 3-4. 53-59. p.

Smith B. W. (1988): Zircon from sediments: a combined OSL and TL auto-regenerative dating technique. Quaternary Science Reviews 7, 401-406 pp.

Smith B. W., Aitken M. J., Rhodes E. J., Robinson P. D., Geldard D. M. (1986): Optical dating: methodological aspects. Radiation Protection Dosimetry 17, 229-233 pp.

Smith B. W., Rhodes E. J. (1994): Charge movements in quartz and their relevance to optical dating. Radiation Measurements 23, 329-333 pp.

Smith B. W., Rhodes E. J., Stokes S., Spooner N.A. (1990): The optical dating of sediments using quartz. Radiation Protection Dosimetry 34, 75-78 pp.

Somogyi S. (1974): Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782-1950 közötti térkepfelvételek tükrében. Földrajzi Értesítő 23, 27-36 pp.

Somogyi S. :Ősvízrajz in: Karátson D. Szerk 1997: Magyarország földje.

Spencer J. Q., Sanderson D. C. W., Deckers K., Sommerville A. A. (2003): Assessing mixed dose distributions in young sediments identified using small aliquots and a simple two-step SAR procedure: the F-statistic as a diagnostic tool. Radiation Measurements 37, 425-431 pp.

Spooner N. A. (1994): The anomalous fading of infra-red stimulated luminescence from feldspars. Radiation Measurements 23, 625-632 pp.

Stevens T., Markovics S. B., Zech M., Hambach U., Sümegi P. (2011). Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. Quaternary Science Reviews, 30(5–6), 662–681.

Stokes S., Bray H. E., Blum M. D. (2001): Optical resetting in large drainage basins: tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. Quaternary Science Reviews 20. 879-885. pp.

Sümegi P., Molnár M., Jakab G., Persaits G., Majkut P., Páll D. G., Gulyási S., Jull T. A. J., Törcsik T. (2001): Radiocarbon-dated paleoenvironmental changes on a lake and peat sediment sequences from the Central Great Hungarian Plain (Central Europe) durin the last 25,000 years. Radiocarbon 53 (1), 85-97 p.

Sümeghy B., Kiss T., Sipos Gy., Tóth O. (2013): A Maros hordalékkúp késő-pleisztocén–holocén fluviális képződményei. Földtani Közlöny 143, 445-468 pp.

Szabó M. (2007): Tájszerkezeti változások a Felső-Szigetközben az elmúlt 20 évben. Földrajz Közlemények 55/1-2: 55-74 pp.

Tamás E. A., Kalocsa B. (2003): A Rezéti-Duna feltöltődésének vizsgálata. In Somogyvári O. (szerk.) Élet a Duna-ártéren – természetvédelemről sokszemközt. Pécs; 43-49 pp.

Thiel C., Buylaert J., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. (2011): Luminescence dating of the Stratzing loess pro fi le (Austria) e Testing the potential of an levated temperature post-IR IRSL protocol. Quaternary International, 234(1–2), 23–31 pp.

Thorndycraft V., Hu Y., Oldfield F., Crooks P. R. J., Appleby P. G. (1998): Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. The Holocene 8/6: 741-746 pp.

Timar A., Vanderberghe D., Panaiotu C. E., Panaiotu C. G., Necula C., Cosma C., Van den Haute P., (2010): Optical dating of Romanian loess using fine-grained quartz. Quaternary Geochronology. 5, 143-148 pp.

Treulsen J. L., Wallinga J. (2003): Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigatting bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. Geochronometria 22, 1-8. pp.

Vandenberghe D. (2004): Investigation of the optically stimulated luminescence dating method for application to young geological sediments. Department of Analytical Chemistry, Institute for Nuclear Sciences (PhD disszertáció)

Vandenberghe D., Derese C., Houbrechts G. (2007): Residual doses in recent alluvial sediments from the Ardenne (S Belgium). Geochronometria 28. 1-8. pp.

Wallinga J., Murray A. S., Duller G. A. T., Törnqvist T. R. (2001): Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. Earth and Planetery Science Letters 193, 617-630.

Wang X. L., Wintle A. G., Lu Y. C. (2006): Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: Basic observation. Radiation Measurements 41. 649-658. pp.

Ward S., Stokes S., Bailey R., Singarayer J., Goudie A., Bray H. (2003): Optical dating of quartz from young samples and the effects of pre-heat temperature. Radiation Measuremenst. 37, 401–407 pp.

Weninger J. M., McAndrews J. H. (1989): Late Holocene aggradation in the lower Humber River valley, Toronto, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences 26: 1842-1849 pp.

Wintle A. G. (1975): Thermal quenching of thermoluminescence in quartz. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 41, 107-113 pp.

Wintle A. G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. Radiation Measurements 27, 769-817 pp.

Wintle A. G. 2008: Fifty years of luminescence dating. Archeometry 50/2.

Wintle A. G. 2008: Luminescence dating:where it has been and where it is going. Boreas 37. pp. 471-482.

Wintle A. G., Murray A. S. (1999): Luminescence sensitivity changes in quartz. Radiation Measurements 30, 107-118 pp.

Wintle A.G. és Murray A. S. (2006): A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiation Measurements 41. 369-391 pp.

Wolman M.G., Leopold L.B. (1957): River Flood Plains: Some Observation On Their Formation. U.S. Geological Survey Professional Papers 282-C, 87-107 pp.

Zimmerman J. (1971): The radiation-induced increase of the 100°C thermoluminescence sensitivity of fired quartz. Journal of Physics C: Solid State Physics 4, 3265-3276 pp.