

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék

**FLUVIÁLIS FOLYAMATOK REKONSTRUKCIÓJA A MAROS FOLYÓ
VÍZGYŰJTŐJÉN, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL AZ OSL ÉRZÉKENYSÉG
EZIRÁNYÚ ALKALMAZHATÓSÁGÁRA**

Doktori (PhD) értekezés

BARTYIK TAMÁS

Témavezető:
Dr. Sipos György
Egyetemi docens

Szeged
2022

Tartalomjegyzék

Jelek és rövidítések jegyzéke	1
1. Bevezetés.....	2
2. Előzmények	4
2.1. A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapjai.....	4
2.1.1. <i>A kormeghatározáshoz alkalmazott lumineszcens folyamatok fizikai modellje</i>	<i>4</i>
2.1.2. <i>A lumineszcens kor egyenlet</i>	<i>5</i>
2.2. A lumineszcens kormeghatározás folyamata.....	7
2.2.1. <i>A különböző csapdapopulációk stimulálása.....</i>	<i>7</i>
2.2.2. <i>Az egyenértékdózis meghatározására szolgáló mérési protokollok</i>	<i>9</i>
2.2.3. <i>A kormeghatározást befolyásoló tényezők.....</i>	<i>12</i>
2.2.4. <i>A dózisteljesítmény meghatározása</i>	<i>13</i>
2.3. Lumineszcens érzékenység.....	15
2.3.1. <i>A kvarc lumineszcens érzékenységének változása laboratóriumi körülmények között</i>	<i>15</i>
2.3.2. <i>Lumineszcens érzékenységet befolyásoló tényezők a természetben.....</i>	<i>17</i>
2.4. A kutatást indokló módszertani és geomorfológiai kérdések	19
2.4.1. <i>A lumineszcens érzékenységre vonatkozó korábbi kutatások a régióban és az ezekhez kapcsolódó geomorfológiai kérdések.....</i>	<i>19</i>
2.4.2. <i>Geomorfológiai kérdések a Maros hegyvidéki vízgyűjtőjén.....</i>	<i>21</i>
3. Vizsgálati területek és mintavételi helyszínek.....	24
3.1. Lumineszcens érzékenység térbeli elemzése során vizsgált területek.....	24
3.1.1. <i>A Duna-vízgyűjtő</i>	<i>24</i>
3.1.2. <i>A Maros folyó</i>	<i>25</i>
3.2. Mintaterületek a Maros különböző szakaszai közötti kapcsolatok vizsgálatához.....	26
3.2.1. <i>Retyezát-hegység: Gura Zlata és Râul Mare völgy</i>	<i>26</i>
3.2.2. <i>Hátszegi-medence</i>	<i>28</i>
3.2.3. <i>A Középső-Maros fiatal teraszai</i>	<i>30</i>
4. Adat és módszer	33
4.1. Térképek összeállítása	33
4.1.1. <i>Felszíni litológiai térképek</i>	<i>33</i>
4.1.2. <i>Geomorfológiai térképek</i>	<i>33</i>
4.2. Mintagyűjtés	33
4.2.1. <i>Szelvényleírás, mintagyűjtés szemcseösszetételi vizsgálathoz.....</i>	<i>33</i>
4.2.2. <i>OSL mintagyűjtés.....</i>	<i>34</i>
4.3. Szemcseösszetételi vizsgálatok	35
4.4. OSL minták laboratóriumi előkészítése.....	36
4.5. OSL mérések	37
4.5.1. <i>OSL teszt mérések.....</i>	<i>38</i>
4.5.2. <i>Az egyenértékdózis meghatározása</i>	<i>39</i>
4.5.3. <i>A lumineszcens érzékenység mérése</i>	<i>40</i>
4.5.4. <i>A dózisteljesítmény meghatározása</i>	<i>43</i>
5. Eredmények	45
5.1. Különböző területekről származó fluviális üledékek lumineszcens tulajdonságainak összehasonlítása	45
5.1.1. <i>Optimális részmintaszámok meghatározása.....</i>	<i>45</i>
5.1.2. <i>CW-OSL és 110°C TL csúcs érzékenységek összehasonlítása</i>	<i>47</i>
5.1.3. <i>LM-OSL érzékenységi paraméterek összehasonlítása.....</i>	<i>48</i>
5.1.4. <i>Érzékenység változása és érzékenyülési arány.....</i>	<i>50</i>
5.1.5. <i>Következtetések.....</i>	<i>52</i>
5.2. Litológiai és OSL tulajdonságok összefüggései a Maros vízgyűjtőjén	56

5.2.1.	<i>Felszíni közettípusok a Maros vízgyűjtőjén</i>	56
5.2.2.	<i>A reziduális dózisok folyásirányban történő változása a Maros mentén</i>	57
5.2.3.	<i>Lumineszcens érzékenység folyásirányban történő változása a Maros mentén</i>	58
5.2.4.	<i>Következtetések</i>	62
5.3.	<i>Glacio-fluviális teraszok a hegyvidéki vízgyűjtőn</i>	65
5.3.1.	<i>A vizsgált minták OSL és IRSL tulajdonságai</i>	65
5.3.2.	<i>A kvarc frakció lumineszcens kor eredményei</i>	67
5.3.3.	<i>A kálföldpát frakció lumineszcens kor eredményei</i>	67
5.3.4.	<i>A lumineszcens érzékenység jellemzése</i>	69
5.3.5.	<i>Következtetések</i>	73
5.4.	<i>Hátszegi-medence hordalékkúpjainak fejlődése</i>	75
5.4.1.	<i>A vizsgált minták OSL és IRSL tulajdonságai</i>	75
5.4.2.	<i>Râul Mare menti hordalékkúp lumineszcens kor és érzékenység adatai</i>	76
5.4.3.	<i>Sztrigy mellékvízfolyásai által kialakított hordalékkúp lumineszcens kor és érzékenység adatai</i>	80
5.4.4.	<i>Következtetések</i>	85
5.5.	<i>A Középső-Maros fiatal teraszainak fejlődése</i>	88
5.5.1.	<i>A vizsgált minták OSL tulajdonságai</i>	88
5.5.2.	<i>A T2/2 teraszhoz kapcsolódó szelvény leírása</i>	90
5.5.3.	<i>A T2/1 teraszhoz kapcsolódó szelvény leírása</i>	93
5.5.4.	<i>Következtetések</i>	96
6.	Összegzés	99
6.1.	<i>A lumineszcens tulajdonságok alkalmazhatósága a geomorfológiai rekonstrukció során</i>	99
6.1.1.	<i>A lumineszcens érzékenység alkalmazhatósága regionális téren</i>	99
6.1.2.	<i>A lumineszcens érzékenységet és reziduális dózist vízgyűjtő szinten meghatározó tényezők</i>	102
6.2.	<i>A Maros vízgyűjtő különböző területeinek késő pleisztocén fejlődése közötti összefüggések</i>	103
7.	Köszönetnyilvánítás	107
8.	Irodalomjegyzék	108
9.	Összefoglaló	122
10.	Summary	129
11.	Melléklet	136

Jelek és rövidítések jegyzéke

CAM: Centrális kormodell (Central Age Modell)

CW-OSL: Folytonos intenzitású optikailag stimulált lumineszcencia (Continuous Wave Optically Stimulated Luminescence)

D_e: Egyenérték dózis (Equivalent dose)

D_r: Reziduális dózis (Residual dose)

D*: Környezeti dózisteljesítmény (Natural dose rate)

ELA: Gleccserek egyensúlyi vonalának magassága (Equilibrium Line Altitude)

GI: Grönlandi jégfúrásokban azonosított interstadiális (Greenland Interstadial)

GS: Grönlandi jégfúrásokban azonosított stadiális (Greenland Stadial)

IRSL: Infravörös fényel stimulált lumineszcencia (Infrared Stimulated Luminescence)

K: Rekombinációs központ/Kioltó központ (Recombination center/Killer center)

L: Rekombinációs központ/Lumineszcens központ (Recombination center/Luminescence center)

LGM: Utolsó glaciális maximum (Last Glacial Maximum)

LM-IRSL: Lineárisan modulált infravörös fényel stimulált lumineszcencia (Linearly Modulated Infrared Stimulated Luminescence)

LM-OSL: Lineárisan modulált optikailag stimulált lumineszcencia (Linearly Modulated Optically Stimulated Luminescence)

MAM: Minimum kormodell (Minimal Age Modell)

MG: Többszemcsés mérés (Multi-grain method)

MIS: Mélytengeri izotóp stádium (Marine Isotope Stage)

OD: A nem szisztematikus hibákból eredő szórás értéke (Overdispersion)

OSL: Optikailag stimulált lumineszcencia (Optically Stimulated Luminescence)

pIR₅₀IR_{225,290}: Ismételt infravörös fényel stimulált lumineszcencia (post Infrared Stimulated Luminescence), ahol az első infravörös stimuláció 50°C-on, második stimuláció 225°C-on vagy 290°C-on történik.

R_n: Rekombinációs központ/Rezervoár központ (Recombination center/Reservoir, non-radiative center)

SARA: Egymintás regenerációs és additív dózis protokoll (Single Aliquot Regeneration and Added dose)

SAR: Egymintás regenerációs protokoll (Single Aliquot Regeneration)

SD: A mérési eredmények szórás értéke (Standard Deviation)

SE: A mérési eredmények standard hibája (Standard Error)

SG: Egyszemcsés mérés (Single-grain method)

TL: Termolumineszcencia (Thermoluminescence)

T_n: Csapda (Trap)

2D₀: Telítődési dózis (Saturation dose)

1. Bevezetés

A fluviális folyamatok rekonstrukciójának, a felszínformálódás dinamikájának feltárásához és megértéséhez elengedhetetlen, hogy a geomorfológiai változásokat numerikus időkeretbe foglaljuk. E téren az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL) széles körben alkalmazott technika, amellyel közvetlenül megadható az üledék lerakódásának időpontja (Bøtter-Jensen et al. 2003). A módszer segítségével különféle üledékek kvarc és földpát frakciója is vizsgálható. Mindazonáltal a technika alkalmazhatóságát nagyban meghatározzák a mérések során használt ásványok lumineszcens tulajdonságai.

A közelmúltban különböző fluviális folyamatok esetében kimutatták, hogy az ásványok, különösen a kvarc lumineszcens tulajdonságai a fluviális erózió és/vagy az üledék eredetének indikátoraként is alkalmazhatók (pl. Sawakuchi et al. 2012, Lü et al. 2014, Gray et al. 2019). Ezek a tulajdonságok egyike a kvarcsemcsék ún. lumineszcens érzékenysége. Mindazonáltal ennek a jelenségnek az értéke, mind fény, hő és a radioaktív dózis hatására változhat (pl. Wintle 1985, Li és Wintle 1991, Stokes 1994). Ezáltal a természetben a magas érzékenységet az üledékes ciklusok nagy számával, míg az alacsonyokat azok hiányával hozták összefüggésbe (Moska és Murray 2006, Preusser et al. 2006, Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons et al. 2010). Továbbá bebizonyosodott, hogy a kvarc üledékes eredete, így forrásterülete szintén döntő befolyásoló tényező, amellyel az ásvány provenancia elemzése is megvalósítható (pl. Zheng et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011, Tsukamoto et al. 2011). Összességében azonban a mai napig kérdéses, hogy az üledékes előtörténet vagy a forrásközetből örökölt tulajdonságok, amelyek döntően befolyásolják az üledékes kvarc lumineszcens érzékenységet.

A lumineszcens kormeghatározás önmagában is egyedi lehetőséget nyújt a negyedidőszaki geomorfológia, környezettörténeti kutatásokban, melynek hatékonysága a lumineszcens érzékenységi vizsgálatokkal csak növelhető lehet.

A Maros folyó esetében annak középső vízgyűjtőjén a geomorfológiai folyamatok részletes lumineszcens vizsgálata még nem történt meg. Az itt található Retyezát-hegységben a pleisztocén során erőteljes eljegesedésekre került sor (Urdea 2004, Reuther et al. 2007). A területen lejátszódó glaciálodási és deglaciálodási fázisok hatására bekövetkező változások pedig befolyásolhatták a folyó munkavégzőképességét a lejjebb fekvő szakaszokon is (Mike 1975; 1991, Berec és Gábris 2013, Kiss et al. 2015). Ezáltal a Retyezát előterében található Hátszegi-medence területén lévő üledékek felhalmozódásában, valamint a medencéből érkező és Dévánál a Marosba torkoló Sztrigy folyó által, a Maros mentén is kapcsolatok lehetnek pl. a deglaciálódásokkal. Továbbá a Maros folyó alföldi területén elterülő markáns hordalékkúpján számos paleomedér mintázat azonosítható. Azok időbeli, térbeli áthelyezései, vízhozamai, meder típusai indikátorai, hogy a késő-glaciálistól, a kora holocén időben a folyó üledékkibocsátása, hordalékszállító kapacitása jelentősen megnőtt és a jelenlegitől magasabb szintű volt (Kiss et al. 2013; 2014, Sümeghy 2014).

Az OSL kormeghatározás és a lumineszcens érzékenység segítségével mind a hegyvidéki vízgyűjtőn történt és a Maros hordalékkúpon megállapított geomorfológiai változások közötti összefüggések térben és időben vizsgálhatóak. Ezáltal megállapítható lehet, hogy a legintenzívebb fluviális tevékenységek kötődnek-e a területen a klímaváltozásokhoz, interstadiálisok kezdetéhez, a hegyi gleccserek és jégtakarók felgyorsult visszahúzódásához (Starkel et al. 2007, Vandenberghe 2008).

A doktori dolgozatom és céljaim két fő, egymásra épülő részre lehet osztani. Mivel a Kárpát-medencében és azon üledékein lumineszcens érzékenységre vonatkozó vizsgálatok még nem zajlottak, így kutatásom első lépéseként egy megfelelő mérési módszer megalkotása, valamint az itt található fluviális eredetű üledékek összehasonlító elemzése a cél. Ezen felül megvizsgálni, hogy az érzékenység viszonylatában, az általam később részletesebben vizsgált Maros vízgyűjtőn milyen hatások lehetnek a dominánsnak.

A lumineszcens érzékenységi paraméterekben rejlő módszertani lehetőségek feltárása:

- Laboratóriumi tesztek a megfelelő mérési protokoll kifejlesztésére, fluviális eredetű kvarcsemcsék (90-150 μm) esetében.
- A Kárpát-medence főbb folyóihoz (Duna, Tisza, Maros) tartozó fluviális kvarcsemcsék lumineszcens érzékenységi paramétereinek meghatározása és összehasonlítása.
- A Maros, valamint fő mellékfolyói mentén gyűjtött recens folyóvízi minták lumineszcens tulajdonságainak vizsgálata, közzétani és geomorfológiai összefüggések feltárása.

Fent említettek alapján második fő célkitűzésem a Maros vízgyűjtő hegyvidéki szakaszán lévő, különböző területek geomorfológiai rekonstrukciója, főként OSL kormeghatározás segítségével és a lumineszcens érzékenységi vizsgálatokkal.

A Maros középső szakaszán végbemenő késő pleisztocéni geomorfológiai folyamatok feltárása:

- A geomorfológiai folyamatok rekonstruálása OSL kormeghatározás segítségével, a Retyezát-hegység, Gura Zlata, Râul Mare völgyében, Hátszegi-medence és a Középső-Maros fiatal teraszai esetében.
- A dolgozat első részében feltárt összefüggések felhasználása a geomorfológiai rekonstrukcióban.
- A vizsgált területeken megállapított geomorfológiai események között időbeli és térbeli összefüggések feltárása.

Dolgozatom eredményei választ adhatnak egyrészt, hogy a lumineszcens érzékenységben milyen lehetőségek rejlenek a kárpát-medencei fluviális minták vizsgálata során. Milyen további tényezőkkel, módszertani problémákkal kell számolni a jövőben az ezirányú kutatások során?

Másrésről, milyen hatással lehettek a pleisztocén végi klimatikus változások a Hátszegi-medencében épülő hordalékkúp, valamint a folyó középső szakaszán felismerhető teraszok fejlődésében? Esetlegesen a tektonikai folyamatok a folyó ezen szakaszán felülírták-e a klimatikus geomorfológiai folyamatokat? Végül, a hordalékkúpon megfigyelhető változások milyen összefüggéseket mutatnak a hegyvidéki szakaszon feltárt folyamatokkal?

2. Előzmények

2.1. A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapjai

2.1.1. A kormeghatározáshoz alkalmazott lumineszcens folyamatok fizikai modellje

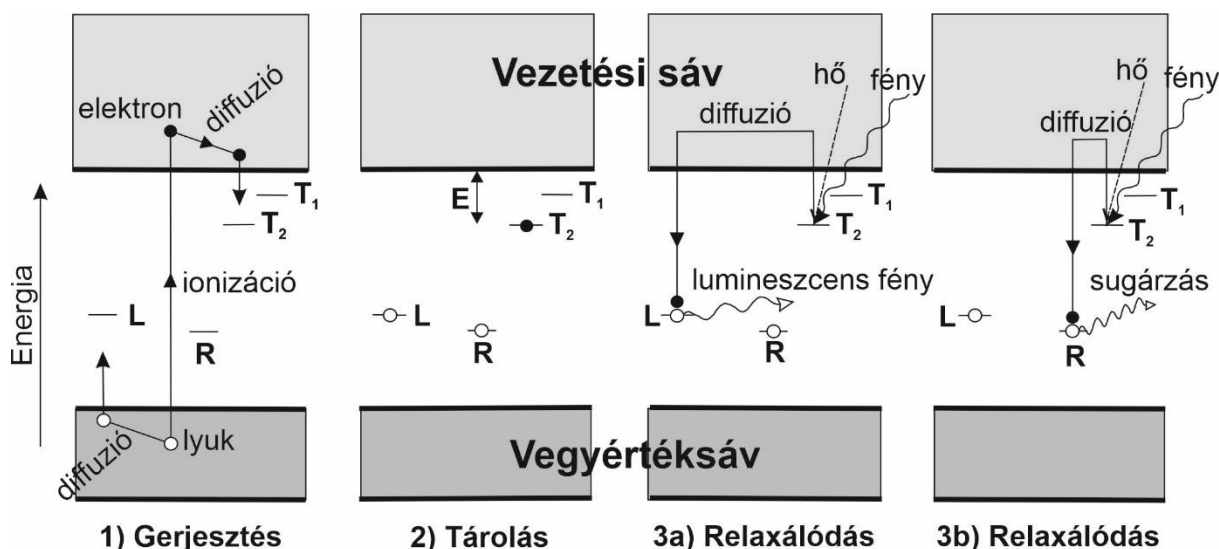
A numerikus kormeghatározások körébe tartozó optikailag stimulált lumineszcens kormeghatározás (továbbiakban OSL) fontos szerepet tölt be a negyedidőszaki felszínfejlődés és környezeti rekonstrukció területén. Segítségével különböző típusú üledékek utolsó eltemetődési kora mérhető, a legutóbbi néhány tízezer évre visszamenőleg (Novothny és Újházy 2000). A kormeghatározás mellett azonban még számtalan kiaknázatlan lehetőség kínálkozik, amelyek segítségével a környezeti rekonstrukció pontosítható.

Az OSL elődjének számító termolumineszcens (továbbiakban TL) méréseket az 1950-60-as években kezdték sikerrel alkalmazni kiégetett kerámiák korának megállapítására (Kennedy és Knopff 1960). Archeometriai vizsgálatoknál a TL módszert még ma is széles körben alkalmazzák (pl. Sipos és Papp 2009, Rekeczki et al. 2021). Mind a TL és OSL módszer alapja, hogy a természetben található egyes ásványok, mint pl. a kvarc, valamint földpátok doziméterként funkcionálnak. Ugyanis közvetve, de megállapítható belőlük az ásványszemcsét ért radioaktív sugárzás nagysága. További előnyük még, hogy ezen ásványok nagy mennyiségben fordulnak elő, így elméletileg bármilyen típusú üledékből kinyerhetők. Doziméterként történő felhasználásukat belső kristályszerkezeti tulajdonságaik teszik lehetővé.

Egy ásványi kristályszerkezet rácsokba rendeződött atomokból épül fel. A kristályokban ekkor az elektronok ún. energiasávokba rendeződnek, melyeket tiltott energiatartományok – másnéven tiltott sávok – választanak el egymástól. Ezen energiatartományokban elektronok nem tartózkodhatnak (Kittel 1981).

A természetben azonban ilyen ideális rácsszerkezet nem fordul elő. A kristályok rácsszerkezete többször torzul, bennük hiányok ún. vakanciák lehetnek. Több esetben megtörténhet, hogy a hiányokba elérő ionos helyettesítő elemek épülnek be vagy köztes szennyezők kerülnek a kristályrácsba. Kvarc esetében az Si^{4+} helyén leggyakoribb helyettesítők pl. a Ti^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , Ge^{4+} . Ezenfelül a rácsba pl. Li^+ , Na^+ , K^+ , Cu^+ , Ag^+ , H^+ , kationjai is beépülhetnek (Krbetschek et al. 1997, Preusser et al. 2009). Ilyen esetekben azonban a tiltott sávokba olyan energianívók is kialakulhatnak, amelyeken az elektronok stabilan elhelyezkedhetnek.

Félvezető ásványok egy másik fontos tulajdonsága, hogy külső ionizáló sugárzás hatására a legfelső betöltött sávból az ún. vegyértéksávból, elektronok gerjesztődhetnek (1. ábra). Ilyen esetben pozitív töltésű lyukakat hátrahagyva a többlet energiájú elektronok az energetikailag magasabb szinten elhelyezkedő ún. vezetési sávba kerülnek (1. ábra). A gerjesztés megszűnése, esetleg a plusz energia leadása után a vegyértéksávba visszatérve egy ott hátrahagyott pozitív töltésű lyukban relaxálódnak, azzal rekombinálódnak (Bøtter-Jensen et al. 2003) (1. ábra). A valóságban azonban a különböző rácsszerkezeti hibák miatt, a vezetési és vegyértéksáv között mozgó elektronok a tiltott sávban lévő energianívókra (későbbiekben csapdába, T_1 és T_2 jelölve) is kerülhetnek (1. ábra). A vegyértéksávban lévő hátrahagyott lyukak pedig diffúzióval szintén egyesülhetnek, egy a tiltott sávban lévő megfelelő csapdával (L és R jelölve) (1. ábra). Mindeközben a csapdákból az elektronok akár földtörténeti szempontból is hosszú ideig stabilan megmaradhatnak. Megfelelő külső energia, mely lehet hő vagy fény, hatására azonban kimozdíthatók az elektronok a csapdákból, így megindulhat azok relaxálódása (1. ábra). A tiltott sávban lévő pozitív töltésű lyukkal, ún. rekombinációs központtal (L és R jelölve) való egyesülés közben az energiatöbbletet az elektron foton formájában leadja, kisugározza (Aitken 1985) (1. ábra). Az ilyen mechanizmussal kibocsátott fotonok által alkotott fényt nevezik lumineszcens fénynek (1. ábra).



1. ábra: A lumineszcens kormeghatározás fizikai alapmechanizmusát bemutató sematikus ábra (Aitken (1985) alapján).

Lumineszcens fény kialakulásához azonban nem járul hozzá minden egyes rekombinálandó elektron (Zimmerman 1971). Egyes lyukak esetében (R, rezervoár központ) vagy nem történik foton kibocsátás vagy a lumineszcens fénytől eltérő sugárzás keletkezik (Bailey 2001) (1. ábra). Ezáltal a lumineszcencia létrehozásába csak a megfelelő energiahelyzetű ún. lumineszcens központokba (L) történő rekombinálandóság a felelős.

Amennyiben mesterségesen, hő segítségével mozdítjuk ki a csapdázott elektronokat, a keletkező fényjelenséget termolumineszcenciának (TL módszer) hívjuk. Míg, ha fény segítségével ürítjük a csapdákat az ásványban, akkor optikailag stimulált lumineszcenciának (OSL módszer) nevezzük.

A rácshibákat és az így kialakult csapdákat megkülönböztethetjük, az elektron kimozdításához szükséges energia nagysága szempontjából. E szerint beszélhetünk kis energiát igénylő, sekély (T_1) illetve nagyobb energiát igénylő, mélyebb (T_2) csapdákról (Aitken 1998, Duller 2008, Wintle 2008) (1. ábra). A legsekélyebb csapdák többször instabilak és akár szobahőmérsékleten is leadhatják az elektronokat, míg a mélyebb csapdákból való kimozduláshoz több órás napsütés vagy több száz fokok hőmérsékletkülönbözlet szükséges (Vandenberghé 2004). A lumineszcens kormeghatározás szempontjából azon csapdapopulációk bírnak jelentőséggel, amelyek a természetben viszonylag rövid idő alatt, nem túl nagy energiakülönbözlet hatására ürülnek, de viszonylag hosszan (több millió, de milliárd év is lehet), kvantummechanikailag stabilan képesek tárolni az elektronokat.

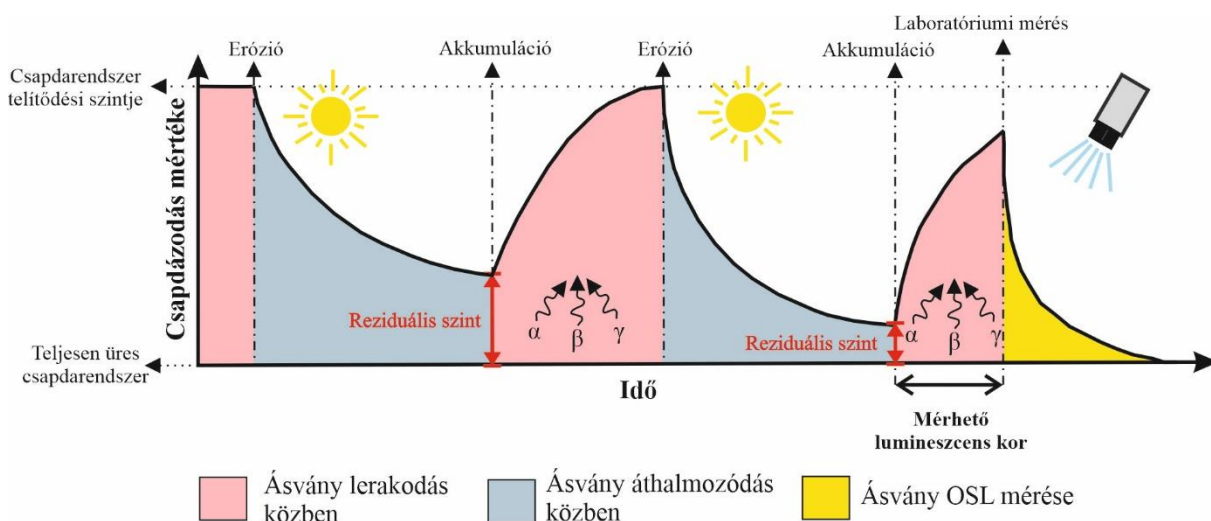
2.1.2. A lumineszcens kor egyenlet

A fent említett belső szerkezeti tulajdonságaik, valamint a földkéregben való nagymennyiségű elfordulásuk miatt a lumineszcens kormeghatározásra a legideálisabb ásványok a kvarc és földpátok, ezen belül is inkább a káliföldpátok, ritkábban a plagioklász földpátok (Aitken 1998).

Ezen ásványokban a rekombinálandó elektronok által kibocsátott lumineszcens fény intenzitása kapcsolatban van a csapdázott töltések mennyiségével. Amennyiben képesek vagyunk megmérni a kibocsátott lumineszcens fény intenzitását, abból következtetni lehet az ásvány által elnyelt sugárdózis mennyiségére.

Geomorfológiai folyamatok során az üledékek, így a vizsgálatok tárgyát képező ásványszemcsék többszöri áthalmozódáson mennek keresztül. Az áthalmozás során többször lehetnek napfénynek kitéve, aminek következtében a csapdákból felhalmozódott elektronok kiszabadulhatnak, ezáltal a minta ún. *fakítására, kioltására* kerül sor (2. ábra). Elméletileg minden egyes üledékképződési ciklus esetében, amikor ismételt napfény éri a szemcséket a

bennük lévő töltések kiszabadulhatnak. Nagyobb, 300-500°C-os hőhatás során, szintén végbemegy a lumineszcens jel kioltódása az ásványban (Duller 1996). A napfényen történő kioltás azonban nem minden esetben teljesen tökéletes. A nem megfelelő ideig történő fényhatás miatt a csapdapopulációk egy része telítve maradhat (2. ábra). Ezt a maradványt *reziduális szintnek*, az általa okozott többlet dózist *reziduális dózissnak* nevezik, melynek mértéke nagyban befolyásolhatja a mért lumineszcens intenzitást (Wintle 1981) (kifejtése 2.2.4. fejezetben) (2. ábra). Az áthalmazódás utáni lerakódás, eltemetődést követően az ionizáló sugárzások hatására pedig ismételten megindul a csapdák elektronokkal való feltöltődése (2. ábra). Ezen okból kifolyólag a lumineszcens kormeghatározás során számított kor az adott ásványszemcse utolsó lerakódási idejét mutatja (2. ábra).



2. ábra: Egy ásványszemcse csapdázott töltéseinek alakulása a többszöri áthalmazás során (Gray et al. (2019) alapján).

Laboratóriumi körülmények között elsőnek TL vagy OSL módszer általi stimulálással megméri a kibocsátott lumineszcens intenzitást. A következő lépésben mesterségesen besugárzott dózisos és azokra adott lumineszcensválasz segítségével próbálnak összefüggést alkotni, hogy mekkora elnyelt radioaktív dózis építette fel a mintában lévő lumineszcens jelet. Az így, a laboratóriumban számított dózis értéket *egyenértékűdózisnak* (D_e) nevezik, amely a vizsgált minta természetben elnyelt dózisének vagy *paleodózissnak* felel meg (Novothny és Újházy 2000). Ennek mennyiségét gray-ben (Gy) adják meg, mely a tömeg egységben elnyelt energiával (J/kg) egyenértékű.

Korszámításhoz még elengedhetetlen az ásványszemcsét ért környezeti sugárterhelés, vagyis az ún. *dózisteljesítmény/dózisráta* (D^*) meghatározása. Ennek értékéből és a fenti összefüggésekből számolható, hogy mennyi ideje tart az adott ásványban a töltések felhalmozódása. A dózisteljesítmény mértéke a belső és a minta környezetében lévő radionuklidok bomlásából, valamint a kozmikus sugárzásból származik (kifejtése a 2.2.5. fejezetben). Mértékegységét az egyszerűbb számítás miatt az 1000 évre vonatkoztatott dózis mennyiséggel fejezik ki (Gy/ka).

Fent levezetett paramétereiből a következő egyszerűsített egyenletet kapjuk a lumineszcens korszámításhoz:

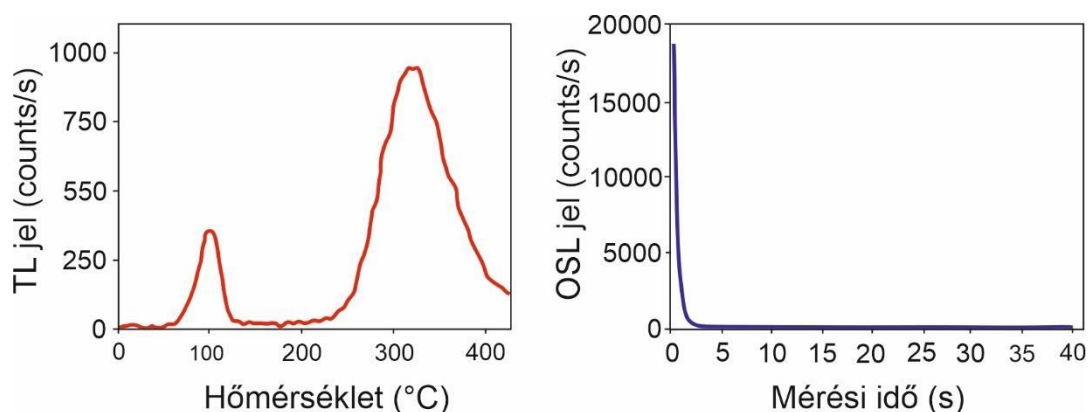
$$\text{Lumineszcens kor (ka)} = \frac{\text{Egyenértékűdózis (Gy)}}{\text{Dózisteljesítmény} \left(\frac{\text{Gy}}{\text{ka}} \right)}$$

2.2. A lumineszcens kormeghatározás folyamata

2.2.1. A különböző csapdapopulációk stimulálása

A legelső laboratóriumi mérések során az üledékek kormeghatározásához TL módszert alkalmaztak. A hőmérséklet emelésével az eltérő, egyre mélyebb energiaszinteken csapdázott elektronok gerjesztődnek. A lumineszcens fényintenzitást a stimuláló hőmérséklet függvényében ábrázolva az ásvány ún. *izzítási görbéjét* kapjuk meg. Itt a különböző hőmérsékleti értékeknél csúcsok rajzolódnak ki (Novothny és Újházy 2000, Duller et al. 2008) (3. ábra). Egy-egy csúcs különböző csapdatartományhoz tartozó elektronoknak a rekombinációjához társítható. A komplex felépítésű rácsszerkezet miatt a valóságban számos csúcs átfedi egymást. Az alacsonyabb hőmérsékleti tartományban detektálható TL csúcsok sekélyebb csapdákhoz tartoznak. Az itt lévő töltések kimozdításához kisebb energia szükséges, amely valószínűsíti, hogy a természetben kevesebb ideig képesek stabilan tárolni az elektronokat. A 100-110°C-nál elhelyezkedő TL csúcs már szobahőmérsékleten is képes lebomlani, vagyis a hozzá tartozó csapdarendszerekből már közel 25°C hőmérsékletnél is megindulhat az elektronok rekombinációja (Vandenberghé 2004) (3. ábra). Kvarc esetében a 310-330°C tartományban lévő TL csúcs az első, amely geológiai időtávlatban is stabilnak mondható és lumineszcens kormeghatározásra használható (Murray és Wintle 1999) (3. ábra).

Az OSL módszer fejlesztésénél legelsőként lézereket (Huntley et al. 1985, Smith et al. 1990) majd különböző típusú lámpákat (Bøtter-Jensen és Duller 1992) és lézer diódákat is használtak (Richter et al. 2013) a minták stimulálására. Manapság a közel monokromatikus hullámhosszú fényt előállítani képes LED-el végzik a méréseket. Különböző ásványok stimulálásához eltérő hullámhosszú LED fényforrás használható. Kvarc esetében (~420-520 nm) a kék és zöld hullámhossz a legmegfelelőbb, földpátok esetében (~800-900 nm) pedig a közeli infravörös a legalkalmasabb az optikai stimulációhoz (Infrared stimulated luminescence, rövidebben IRSL) (Hütt et al. 1988). Huntley et al. (1985) vizsgálatai alapján az infravörös gerjesztésre csak a földpát ásványok reagálnak, míg a kvarckristályok elhanyagolható lumineszcens fényt adnak. Ez a tulajdonság a két ásvány mérés közbeni elkülönítését is lehetővé teszi (Duller 2003). Manapság a lumineszcens kormérésekhez használt mérőműszerekben egy 450-470 nm-es hullámhosszú kék, esetleg 525 nm-es zöld LED-el érik el a kvarc, míg egy 850-870 nm-es hullámhosszú infravörös LED-el a földpátok stimulációját (Thomsen 2004, Richter et al. 2013).



3. ábra: Egy kvarc ásvány izzítási és OSL lecsengési görbéje (Duller (2008) alapján).

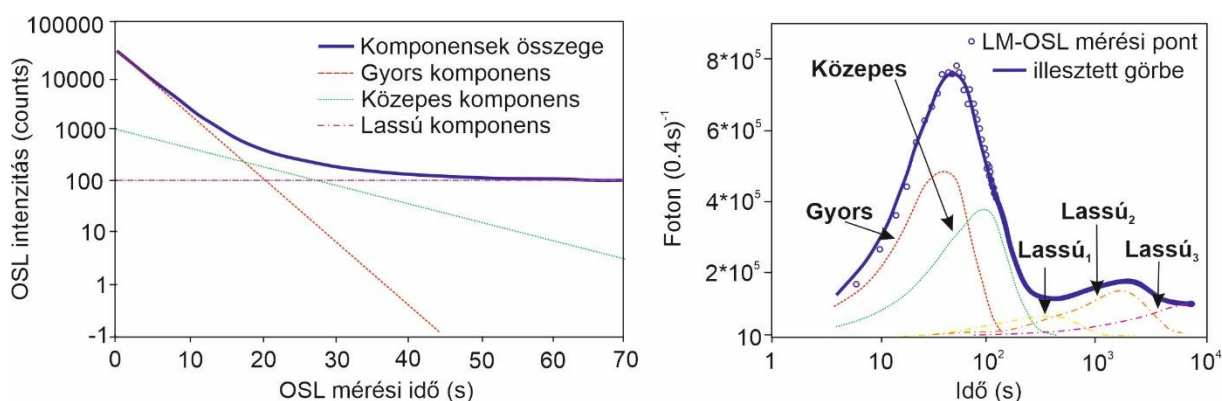
Optikai stimuláció során állandó hullámhosszú és folytonos intenzitású fény hatására (Continuous Wave OSL, rövidebben CW-OSL) mind a kvarc és földpátok esetében a csapdákból tárolt töltések folyamatosan kimozdulnak és rekombinálódnak. Ábrázolva a lumineszcens intenzitás változását az idő elteltével megkapjuk a minta ún. *lecsengési* vagy *lebomlási görbéjét* (3. ábra). A lecsengés az idő előrehaladtával exponenciális. A megvilágítási idő növelésével a mélyebb csapdákból lévő elektronok is üríthetők. Kvarc esetében a kék fényrel történő stimuláció közel egyenértékű a minta 310-330°C közelébe történő hevítésével.

Az OSL által közölt energia a TL-től eltér, így ebben az esetben csak az ásvány fényérzékeny csapdáiból távozó elektronok lumineszcens jele kerül mérésre. Termikus gerjesztés hatására olyan csapdák is kioltódnak melyek napfény hatására nem ürülnek teljesen. Ezáltal CW-OSL módszerrel azon csapdapopulációkhoz kapcsolható jel mérhető, amelyek napfény hatására a természetben is kioltódhatnak, így növelve az egyenértékdózis meghatározásának megbízhatóságát.

A CW-OSL által generált lumineszcens jel és a különböző csapdarendszerek vizsgálatával, a kvarc ásványok esetében elsőrendű közelítésben három, a jelet alkotó komponens sikerült beazonosítani (Smith és Rhodes 1994, Bailey et al. 1997) (4. ábra). Ezen összetevőket az időbeli megjelenésük alapján rendre gyors, közepes és lassú jelzőkkel illeték. Mindegyik komponens eredete más-más energiaszintű csapdapopulációhoz köthető (4. ábra).

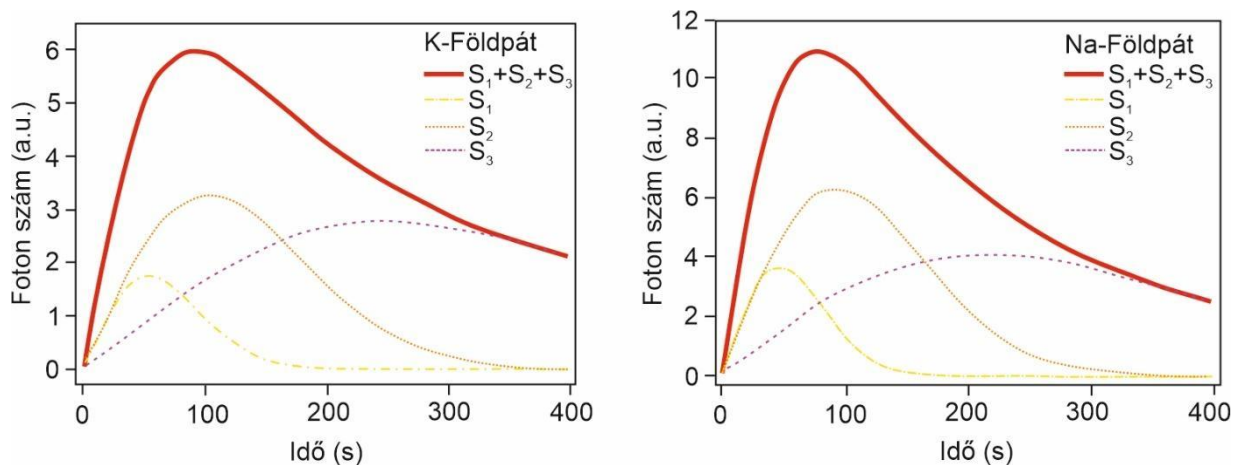
A komponensek nemcsak matematikailag (Bulur 1996) hanem mérés technikailag is szétválaszthatóak a lineárisan modulált OSL (Linearly Modulated OSL, rövidebben LM-OSL) stimulációs módszerrel (Bulur et al. 2000). Az állandó intenzitású fény helyett ez esetben, az intenzitást 0 mW/cm^2 -ről időben, lineárisan növelve világítják meg a mintát. A mérés során az így növekvő gerjesztési energia elsőnek a sekélyebb csapdákban lévő elektronokat stimulálja, majd az egyre mélyebben fekvőket ezáltal a különböző fizikai paraméterrel rendelkező komponensek jobban szétválaszthatóak (Bulur et al. 2000). Függvényillesztéssel, kvarc esetében a jelet alkotó további komponenseket sikerült elkülöníteni (4. ábra). A lassú komponenset Singarayer és Bailey (2003), valamint Choi et al. (2006a,b) további 3 db összetevőre bontották (4. ábra). Ugyanakkor pl. Jain et al. (2003), Durcan és Duller (2011) 4 db összetevőre tudták szétbontani a lassú komponens alkotó jelet.

Mind a CW-OSL és LM-OSL technikával mért lecsengési görbe kezdeti szakaszát általánosan egy intenzív csúccsal a gyors komponens dominálja (4. ábra). A komponensek közül ez a legfényérzékenyebb, és a természetben a leggyorsabban oltódik ki fény hatására. Másrészt a hozzátartozó csapdák évmillióig ($\sim 10^8$ év) is stabilan képes az elektronokat tárolni 20°C -on (Moska és Murray 2006). Kormeghatározás szempontjából a gyors komponens dominanciája a legfontosabb, hiszen előnyös fizikai tulajdonságai ideálissá teszik a laboratóriumi mérésekre, a megbízható kormeghatározásra (Wintle és Murray 2006).



4. ábra: Kvarc ásvány komponens felbontásai CW-OSL (Bailey (1997) alapján), valamint LM-OSL technika segítségével (Singarayer és Bailey (2003) alapján).

Bøtter-Jensen et al. (1999) különböző hőmérsékleten végzett kísérletei alapján az LM-OSL lebomlási görbéjén egy másik csúcsot is azonosított mely ugyanazon sekély csapdákhoz kapcsolható, mint a TL módszerrel esetében a 110°C -nál található csúcs. Ezenfelül, Jain et al. (2003) leírást tett egy további, egyes mintákban a gyors komponens előtt megfigyelhető ún. ultragyors komponens léteire is. Ez a komponens termálisan igen instabil, azonban egyes esetekben erőteljes intenzitásával a gyors komponens elfedheti, mely mérés technikai problémákhoz vezet (Jain et al. 2003, Choi et al. 2006a, Goble és Rittenour 2006). Továbbá Franklin et al. (1995), Murray és Wintle (2000) vizsgálataira az arra a következtetésre vezettek, hogy a gyors komponens létrehozó csapdák a TL 325°C -nál található csúccsal azonosak.



5. ábra: K-földpát, valamint Na-földpát LM-IRSL technikával történő komponens felbontása (Bulur és Göksu (1999) alapján).

Földpát ásványok esetén az LM-IRSL mérése során előállított lecsengési görbén nem lehet megfigyelni elkülönülő csúcsokat (5. ábra). Bulur és Göksu (1999) Na és K-földpátokon végzett méréseik alapján a lineárisan növekvő intenzitású fény hatására, az elektronok növekvő számban rekombinálnak, majd elérve egy maximumot folyamatosan lassú csökkenésbe vált az ütem (5. ábra). A teljes jel felbontásából 3 db komponens azonosítása sikerült (5. ábra).

2.2.2. Az egyenértékdózis meghatározására szolgáló mérési protokollok

Mint láttuk a laboratóriumi lumineszcens kormeghatározás során a mintában lévő lumineszcens jel intenzitásának mérésére kerül sor. Az egyenértékdózis meghatározásához a lumineszcens intenzitás és radioaktív dózisok közötti összefüggés megállapítására van szükség, melyhez többféle mérés technikai eljárás, azaz protokoll ismert. A protokollok alapvetően két fő csoportra oszthatóak 1) additív, valamint 2) regenerációs módszerekre.

Az additív eljárások során több rész minta kerül kialakításra melyek növekvő mesterséges dózist kapnak, valamint egy külön csoporton a természetes lumineszcens jel is megmérésre kerül. Előnye a módszernek, hogy a mérések során egy adott besugárzott dózisa érkező lumineszcensválasz, ún. *lumineszcens érzékenység* nem változik. Hátrányai közé sorolható viszont, hogy a kiértékelés során extrapolálást kell alkalmazni, amely bizonytalanságot okozhat, valamint viszonylag sok minta szükséges a mérésekhez (Aitken 1985, Wintle 1997).

Regenerációs protokollok esetében a dózis-lumineszcensválasz összefüggését egy adott rész minta felhasználásával állítják elő. Ezzel a megoldással a mintában lévő természetes dózis nagyságát extrapolálás helyett már interpolálással lehet meghatározni. Ugyanakkor, már a legelső TL és OSL mérések során megfigyelt jelenség volt, hogy ugyanazon minta laboratóriumi mérése során változik a lumineszcens érzékenység (Wintle 1985, Li és Wintle 1991; 1992, Stokes 1994, Murray és Roberts 1998). Mivel a regenerációs protokollokban ugyanazon minta többszöri mérésére kerül sor, így ezzel a jelenséggel itt számolni kell.

A korai Single Aliquot Regenerative and Added dose (SARA) protokoll esetében több, összesen 4 db rész mintát használtak a mérésekhez, ahol az érzékenység korrekciója a különböző rész minták miatt nehézkes volt. A módszer továbbfejlesztésében már megtörténik az érzékenységváltozás okozta hiba kiküszöbölése. A későbbi Murray és Wintle (2000) által kidolgozott Single Aliquot Regeneration (SAR) protokoll már csak egy rész mintát használ. Jelenleg pedig a kvarc ásványok méréséhez a legszélesebb körben alkalmazzák.

Egy SAR mérés összesen 6 db ciklusból áll (6. ábra). Az első négy ciklusban a minta tényleges OSL mérése, míg az utolsó két ciklusban a mérés megbízhatóságának ellenőrzése történik (Wintle és Murray 2006). A ciklusok során az alkalmazott kezelések sorrendje megegyezik (6. ábra).

A legelső ciklus során a kvarc mintában lévő természetes lumineszcens jel megmérésére kerül sor. Elsőnek a minta *előhevítése (preheat)* történik meg, melyet a vizsgált kvarc tényleges OSL mérése követ. Ezen lépésben detektálva van a természetes lumineszcens jelválasz (L_N) (6. ábra). Ez a mérés általában 125°C-on történik. Mivel azonban az előhevítés, valamint OSL mérés közbeni fénystimuláció hatással lehet a minta érzékenységére a következő lépésekben ennek korrekciója történik meg (6. ábra).

A korrigálás első lépcsőjében egy alacsonyabb *teszt dózissal* sugározzák be a mintát (6. ábra). Majd az előző előhevítéstől alacsonyabb (általában 160°C) hőmérsékletű hevítés történik – amit *pillanathevítési vagy vágási (cutheat)* hőmérsékletnek is neveznek. Ezután a teszt dózis által okozott lumineszcens jel detektálása történik meg (T_N). Az első ciklusban a két mért érték hányadosa (L_N/T_N), amely megadja az érzékenységváltozással korrigált természetes lumineszcens jelválaszt (6. ábra).

A következő három ciklusban a minta mesterséges, *regenerációs dózissal* való besugárzása történik meg (6. ábra). Minden mérési ciklus során az előhevítési hőmérséklet, OSL stimulációs idő, és a teszt dózis nagysága azonos. A különböző ciklusokban, a mesterségesen besugárzott dózisokra adott lumineszcens jelválasz (L_1, L_2, L_3), valamint az adott ciklusban mért teszt dózis jelválaszának (T_1, T_2, T_3) hányadosaira görbe illeszthető (6. ábra). Az első ciklusban mért L_N/T_N arány pedig az így kirajzolódó görbére vetíthető. Az így kapott összefüggésből ezáltal megállapítható, hogy a vizsgált minta mekkora dózist nyelt el (6. ábra).

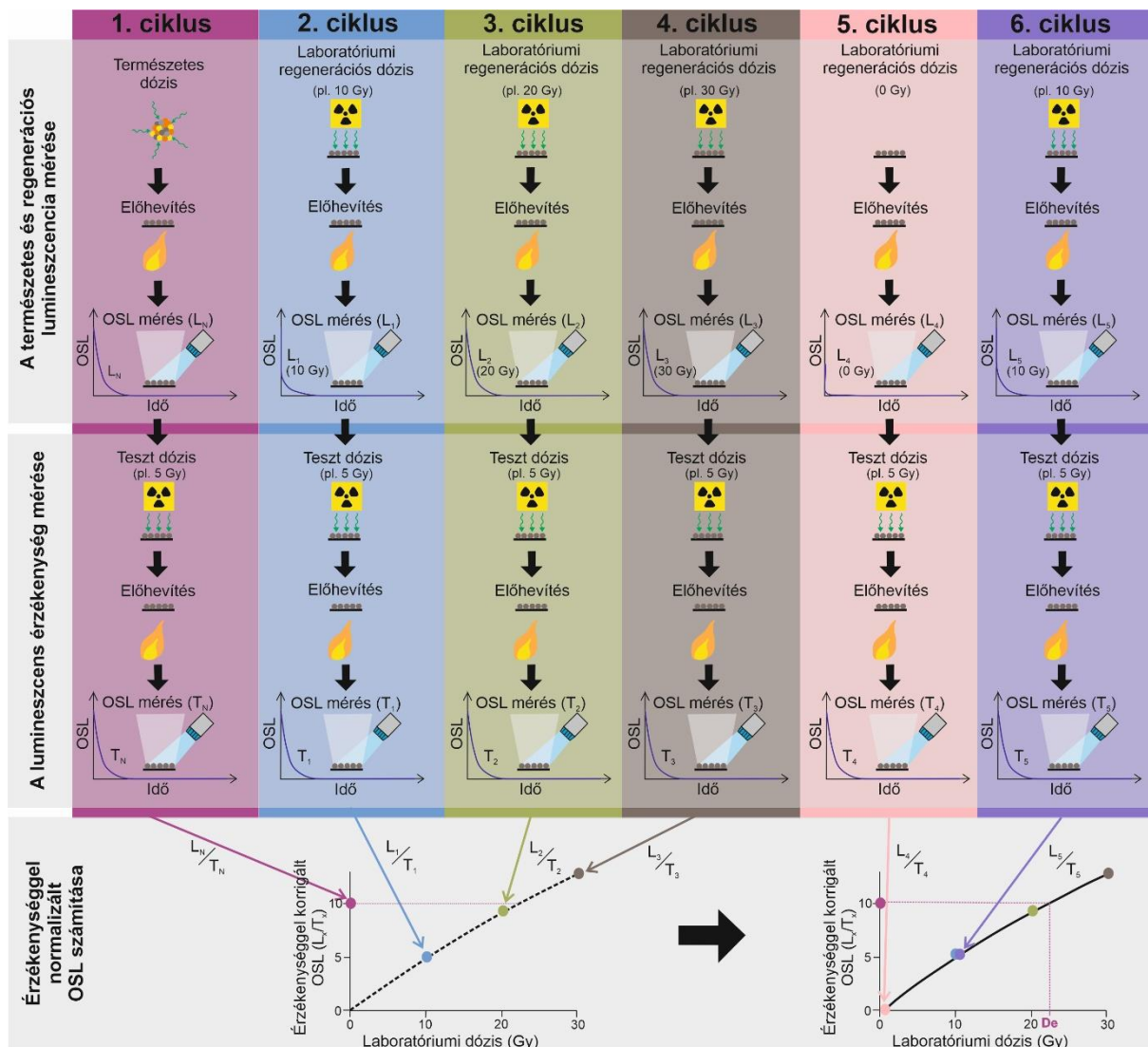
A pontos dózis meghatározáshoz azonban még korrekciók szükségesek (6. ábra). Az OSL mérések előtti előhevítést a kvarcban a rövid élettartamú, instabil csapdarendszerekben lévő elektronok indokolják, melyek nemkívánt, megbízhatatlan többlet jelet adhatnak, mint pl. 110°C-os csúcs. Ezen okból kifolyólag szükséges a legsekélyebb, instabil csapdák mesterséges ürítése. Ugyanakkor az így kimozdított elektronok akár a mélyebben fekvő csapdarendszerekbe is relaxálódhatnak, így a későbbi stimuláció során ugyancsak növelhetik a lumineszcens jelválasz nagyságát. Az így tapasztalt jelenséget *termális transzfernek* nevezik (Huntley et al. 1985). Minimalizálására minden egyes SAR mérést tesztek előznek meg, ahol vizsgálva van, hogy mely előhevítési hőmérsékleti tartományban viselkedik legstabilabban a minta.

A mérési megbízhatóság ellenőrzése érdekében a SAR ötödik ciklusában nem történik regenerációs dózis besugárzás. Ideális esetben ilyenkor a mintából nem mérhető lumineszcens jel (6. ábra). Ahogy a hevítések által töltésvándorlás, azaz termális transzfer, úgy az optikai stimulálás hatására viszont fototranszfer is végbemehet. Ebben az esetben szintén kialakul lumineszcens jel (Wang et al. 2006). A két hatás együttesen is fennállhat melyet dupla-transzfernek vagy másnéven *rekuperációnak* neveznek. Mértékét általában a természetes lumineszcens intenzitáshoz viszonyítják, értékét pedig százalékban adják meg (Bøtter-Jensen et al. 2003). Amennyiben értéke <5% akkor az eredmény elfogadható.

A hatodik ciklusban a mintát ismételtelen az első regenerációs ciklusban adott dózissal sugározzák be (6. ábra). Ezáltal mérhetővé és összehasonlíthatóvá válik, hogy mennyire reprodukálható a mérés, valamint megfelelő volt-e az érzékenység korrekciója. Ezzel az ún. *visszaforgatási arányt (recycling ratio)* adják meg. Ideális esetben az arányszám 1-es érték körül rajzolódik ki, amely 10% alatti hibával fogadható el (Wintle és Murray 2006). Ugyanakkor további SAR kritérium még, hogy a kapott egyenértékdózis hibájának <10% kell lennie az elfogadáshoz.

A mérési protokoll tovább bővíthető még egy hetedik ciklussal is. Ebben az esetben egy adott dózis besugárzása után nem csak OSL, hanem IRSL módszerrel is stimulálják a kvarc mintákat. Mivel az infravörös stimulációra a kvarc nem reagál, így ebben a ciklusban mért OSL és IRSL jel közötti aránnyal monitorozni lehet, hogy a mért kvarcminta szennyezett-e földpáttal (Duller 2003). Amennyiben az IRSL/OSL kioltási arány <5% akkor tiszta kvarc mintáról beszélhetünk és elfogadható a mért egyenértékdózis.

Földpátok esetében az egyenértékdózis meghatározása a SAR protokollhoz hasonlóan zajlik. Az érzékenységváltozás normalizálása itt is szükséges. Fő különbség a stimulációhoz használt infravörös fény, valamint az előhevítési és mérési hőmérsékletek között található.



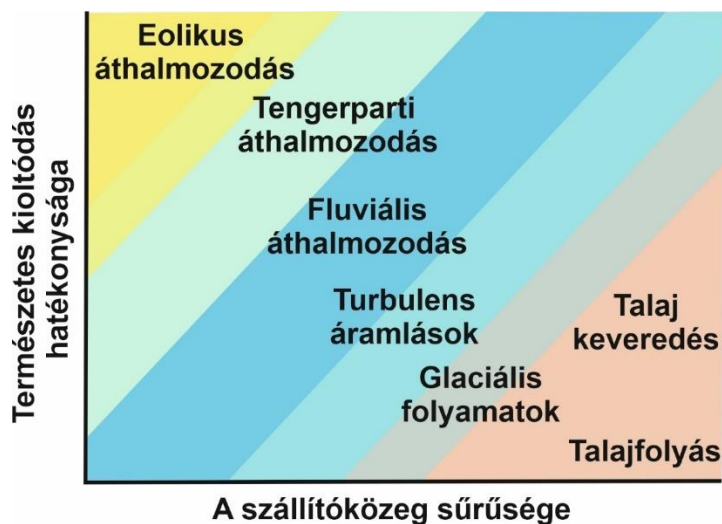
6. ábra: A SAR protokoll mérési lépései az egyes ciklusokban és az egyenértékdózis illesztés menete (Duller et al. (2008) alapján).

Kezdeti vizsgálatok során nagy nehézséget okozott a földpát kvarcétól merőben eltérő lumineszcens viselkedése. Már a TL mérések során is felfigyeltek rá, hogy a földpát ásványok kioltódása spontán is végbemehet (Wintle 1973). Későbbiekben kimutatásra került, hogy ez a jelvesztés széleskörben érinti a földpátokat (Spooner 1994). Ezen ásványok esetében a stabil csapdákból is megtörténhet, hogy külső stimuláció nélkül az elektronok kiszabadulhatnak az ún. kvantummechanikai alagút-effektus miatt (Huntley és Lian 2006). Az így bekövetkező jelvesztést *rendellenes fakulásnak (anomalous-fading)* nevezik. Ez a nem kívánatos effektus a természetben is érinti az ásványt így az egyenértékdózis alábecsléséhez vezethet. Ennek kiküszöbölésére egy fakulási faktor (*g-érték*) meghatározásával igyekeztek a kapott egyenértékdózszt korrigálni (Huntley és Lamothe 2001, Auclair et al. 2003). Thomsen et al. (2008) mérései alapján azt a következtetésre jutott, hogy káliföldpátok esetében az eddig használnál még mélyebb csapdákat stimuláljanak mérés során, mivel itt elméletileg a spontán fakulás hatása már elhanyagolható. A mérésekben az általában 320°C-on történő előhevítést követően két IRSL mérés következett, az egyik, 50°C míg a másik, 225°C-os hőmérsékleten (Buylaert et al. 2009). Utóbbi mérési hőmérsékletet később 290°C-ra is felemelték (Thiel et al. 2011, Buylaert et al. 2012). Az így felépülő protokollt ismételt IRSL (pIR₅₀IR₂₂₅, pIR₅₀IR₂₉₀) nevezik, amely legsikeresebben alkalmazható a káliföldpátokban található egyenértékdózis meghatározására.

2.2.3. A kormeghatározást befolyásoló tényezők

Az OSL mérések során számos, az egyenértékdózsot befolyásoló tényezővel kell számolni. A mérés közbeni transzfer jelenségeken kívül fokozottan számolni kell a minták nem megfelelő kioltódásával. Ebben az esetben az ásványban egy (2.2.1. fejezetben említett) ún. reziduális szint/reziduális dózis található, ami plusz lumineszcens jeleket ad az OSL mérések közben.

A reziduális dózis nagyságát az ásványokban számos tényező alakíthatja. Ezek közé tartozik a napfényen eltöltött idő, melyet befolyásol az üledékszállítás típusa, hossza, valamint a szemcseméret (Godfrey-Smith et al. 1988, Alexanderson 2007, Tóth et al. 2017a, Smedley et al. 2019). Szél által áthalmazott üledékek esetében nagyobb a valószínűsége, hogy a szemcsék teljesen kioltódnak, mint pl. fluviális folyamatok során (7. ábra). Folyóvízi szállításnál a víz sebessége, turbulens állapota, zavaros vízfolyások esetén a vízmélységgel együtt a természetes napfény hullámhossz változása is mind a szemcsék kioltódási ütemét csökkentik (Gemmell 1985, Berger 1990, Rendell et al. 1994, Kars et al. 2014). Glaciális, glacio-fluviális üledékek esetében még magasabb reziduális dózsit okozhat a korlátozott ideig tartó napfények való kitettség (King et al. 2013) (7. ábra). Tömegmozgások során pedig csak a felszínen elhelyezkedő szemcsék, amelyek leginkább fényhatásnak vannak kitéve. Ilyen esetben keveredés során kerülhetnek magasabb paleodózsissal rendelkező szemcsék a felszínre és indulhat meg bennük a kioltódás (7. ábra).



7. ábra: Különböző geomorfológiai folyamatokban az ásványok lumineszcens jelének kioltódási hatékonysága (Gray et al. (2019) alapján).

A szemcseméret és a kioltás közötti összefüggést többen vizsgálták (pl. Olley et al. 1998, Fuchs et al. 2005, Vandenberghe et al. 2007, Tóth et al. 2017a). Fluviális és glacio-fluviális körülmények között az látható, hogy a durva szemcseméretű (90-300 μm) tartozó szemcsék jobban kioltódnak mint a finomabb, iszapos szemcseméretűek (4-11 μm) (pl. Olley et al. 1998, Tóth et al. 2017a). Másrészről azonban antropogén behatásra ennek a jelenségnek a fordítottját is feljegyezték fluviális üledékek esetén (Fuchs et al. 2005). Az ásványos összetétel is kulcsfontosságú. A földpát ásványok fényérzékeny csapdái lényegesen lassabb ütemben képesek kioltódni, mint a kvarc szemcsék csapdái, így sokkal magasabb reziduális dózis halmozódhat fel bennük (Godfrey-Smith et al. 1988, Buylaert et al. 2012, Smedley et al. 2019). Így megegyező geomorfológiai körülmények között ugyanabból a mintából mért kvarc és földpát korok nagyfokú különbséget is mutathatnak (pl. Colarossi et al. 2015, Möller és Murray 2015). Ezen okból, preferált a földpát ásványok reziduális dózisára vonatkozó további vizsgálatok elvégzése az egyenértékdózs méréssel párhuzamosan.

További mérést befolyásoló tényezők az ásványban lévő csapdák telítődése és stabilitása. Stabilitás alatt azt az időt értjük, hogy a természetben meddig képesek a csapdázott elektronok

stabilan elhelyezkedni az ásványban. Egyes számítások szerint a kvarc OSL mérésre használt gyors komponense esetében ez akár 10^8 évig is lehetséges (Murray és Wintle 1999). Mindazonáltal a kristályrácsban lévő csapdák mennyisége limitálva van. Hiába lenne alkalmas a kvarc gyors komponense millió éves mérésekre, idővel a külső sugárzás hatására a rendelkezés álló összes csapda telítődik. Ilyen esetben a továbbiakban a gerjesztett elektronok rögtön rekombinálnak. A telítődési érték nagyban függ a külső sugárterhelés nagyságától és az ásvány kristályszerkezetétől. Ezen okokból kifolyólag a különböző kvarc minták között is eltérések figyelhetők meg. Összegezve azonban elmondható, hogy általánosan a kvarc ásvánnyal megbízhatóan, maximum 50-70 000 évre, míg földpát ásványok esetén néhány százezer évre visszamenőleg lehetséges a kormérés (Prescott és Robertson 1997, Anechitei-Deacu et al. 2018). Földpát esetében a magasabb telítettségi érték a kémiai változatossággal és összetettebb csapdarendszerrel hozható összefüggésbe. Emellett kimutathatóan intenzívebb és jobban mérhető lumineszcens jelet produkálnak a kvarchoz képest (Krbetschek et al. 1997, Smedley et al. 2019).

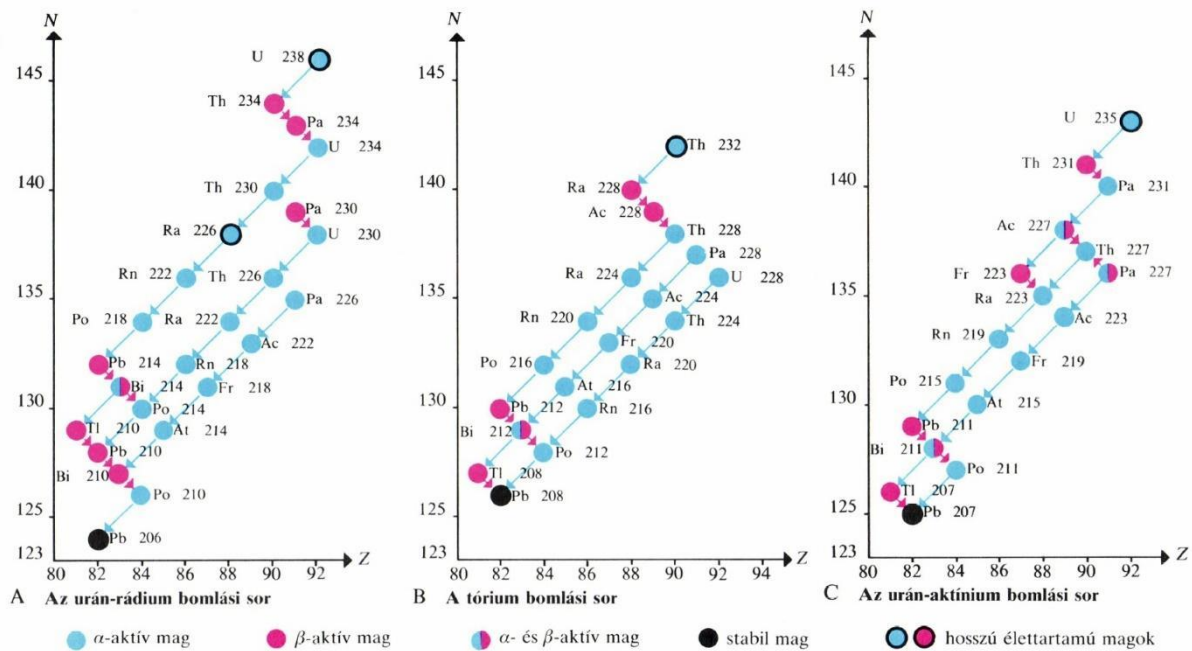
2.2.4. A dózisteljesítmény meghatározása

Ahogy a 2.2.1. fejezetben levezetett egyszerűsített lumineszcens koregnyelben látható, az egyenértékdózis mellett a mintát ért környezeti sugárterhelés, vagyis a dózisteljesítmény (D^*) számszerűsítése szintén nélkülözhetetlen.

A környezeti sugárterhelés több részből tevődik össze, melyek a természetes sugárzás, kozmikus sugárzás, illetve káliföldpátok esetében a belső radionuklid tartalom. Legjelentősebb részarányát ennek a természetes radioaktivitás teszi ki. Értékét mind az ásványszemcsék mérete és a környező üledék nedvességtartalma is befolyásolja (Aitken 1985).

A természetben sok atommagnak megvan az a tulajdonsága, hogy spontán, egy másik atommaggá alakul át. Amennyiben a bomlás után keletkező atommag vagy másnéven leányelem szintén radioaktív, akkor egy bomlási sorról, bomlási családról beszélünk. A természetes radioaktivitást a hosszú felezési idejű ^{238}U , ^{235}U és ^{232}Th bomlási sorokra (8. ábra), valamint ezeken kívül a ^{40}K és ^{87}Rb vezethető vissza (Aitken 1985, Bröcker 1995).

A fenti radioaktív izotópok többféleképpen tudnak bomlani (Adamiec és Aitken 1998) (8. ábra). Az egyik esetben ún. α -bomlás következik be. Ilyenkor egy nagy energiájú, erős ionizációs képességű α -részecske ($^4\text{He}^{2+}$ atommag) kibocsátása történik. A második esetben és az ^{87}Rb , valamint ^{40}K bomlása során, ún. β -bomlás történik amikor a kiindulási atommag vagy egy elektron leadásával (β^- -bomlás) vagy az elektron antirészecske párjával, a pozitív töltésű pozitron leadásával (β^+ -bomlás) alakul át (Bröcker 1995). Ez a bomlástípus az α -bomláshoz képest már kisebb energiájú és ionizációs képességű. Előfordulhat, hogy az α - vagy β -bomlás, esetlegesen egyéb magreakciók következtében az atommag gerjesztett állapotba kerül. Ebben az esetben egy rövid hullámhosszú foton kibocsátásával stabilizálódik. Ezt a fajta átalakulást γ -bomlásnak, a kibocsátott részecskét, γ -fotonnak nevezik. Ez a típusú sugárzás képviseli a legkisebb energiát és ionizációs képességet.



8. ábra: A radioaktív bomlási sorok oldalágakkal (Bröcker 1995).

A három sugárzás az ásványszemcséket átjárva gerjeszti a kristályrácsban lévő elektronokat. Mivel azonban energiájuk eltérő így a hatótávolságuk különböző. A legnagyobb energiával rendelkező α -sugárzás kb. 10 μm -es távolságon belül leadja energiáját (Bell 1980, Aitken 1984). Ennél nagyobb átmérőjű szemcsék belsejében már nem okoz elektrongerjesztést, ellentétben a β - és γ -sugárzással. A β -sugárzás a közel 10 mm-t, míg a γ esetében a hatótávolság akár az 500 cm-t is elérheti (Brennan 2003). Ezen különbözőségek okán az α -sugárzás nagyfokú, de rövidtávú ionizációjának a kiküszöbölésére az eltérő típusú üledékekre (iszap, homok) más-más feltárási eljárást dolgoztak ki. A homokos üledékek esetében, a durvaszemcsés eljárás során 90-300 μm közötti szemcsefrakcióval dolgoznak. Itt Zimmerman (1971) javaslatára a kvarcsemméket hidrogén-fluoridos (HF) kezelésnek vetik alá, mely lemarja a szemcsék külső, α -sugárzással átjárt rétegét. Ezáltal jó megközelítéssel kiküszöbölhető ezen sugárzás hatása (Bell 1979). Iszapos frakció (4-11 μm) feltárása során az ún. finomszemcsés eljárást alkalmazzák, ahol a természetes dózisteljesítménybe már bele kell számítani az α -sugárzás hatását is (Mauz et al. 2006).

A természetes radioaktivitás meghatározása során fontos tényező, hogy az anyaelemek felezési ideje sokkal nagyobb, mint a bomlási sorban lévő bármely leányelem felezési ideje. Ezen okból kifolyólag a leányelemek *aktivitását* (az időegységre jutó bomlások számát) egy idő után az anyaelem bomlása határozza meg. Következésképpen az anyaelem és a leányelem aktivitása megegyezik. Ezt az egyensúlyi állapotot *szekuláris-egyensúlynak* hívják. Így laboratóriumi mérések során elegendő néhány napos méréseket beiktatni, ahol az egyes bomlási sorokból egy jól meghatározható leányelem bomlását, aktivitását mérik, melyből konverziós faktorokkal az anyaelem fajlagos aktivitása számítható (Liritzis et al. 2013).

Az egyensúlyt a ^{238}U leányelemei során szükséges vizsgálni (Huy és Luyen 2004). A szekuláris-egyensúly csak akkor jöhet létre, ha a vizsgált anyagban, üledékben a radionuklidok izoláltan vannak jelen. A ^{238}U bomlási sorából a ^{222}Rn légnemű halmazállapota miatt könnyen távozhat a mintából így alábecslést okozva az aktivitás számításánál. E miatt a betöltött üledéket légmentesen le kell zárni majd, legalább a ^{222}Rn felezési idejéig kb. 30 napig pihentetni kell az egyensúly beállásáig (Manolopoulou et al. 2003). A mérés során a ^{222}Rn előtt lévő pl. ^{226}Ra , valamint az utána lévő ^{214}Pb mérésével lehet ellenőrizni, hogy történt-e radon szökés (Köhler et al. 2000). Szekuláris-egyensúly esetén ^{226}Ra és ^{214}Pb radionuklid aktivitása meg kell, hogy egyezzen (8A. ábra).

A gyakorlatban a természetes dózisteljesítmény meghatározása legtöbbször gamma-spektrométerrel történik, de mérésre neutronaktivációs analízis is alkalmazható.

Káliföldpát ásványok vizsgálata esetén figyelembe kell venni a belső radioaktív elemtartalmat és az onnan származó sugárzást is. Ez a jelenség a káliföldpát belső szerkezetében lévő ^{40}K radionuklid bomlásából ered (Huot és Lamothe 2012, Smedley és Pearce 2016).

A külső dózisteljesítmény számításában a kozmikus sugárzás hozzájárulása nem jelentős, de a pontosság érdekében számszerűsíteni kell (Aitken 1985). Értéke a Földet érő kozmikus sugárzásból számítható. Összetételét két részre, primer és szekunder komponensekre lehet bontani. A primer komponensek csak kis hányada éri el földfelszínt mivel a légkör alkotóelemeivel, atomokkal, molekulákkal kölcsönhatásba lép. A szekunder komponens leginkább kisebb atommagok, müonok és γ -sugárzás alkotja. Mivel a kozmikus sugárzás értéke sose állandó, valamint a mérni kívánt üledék története során pontosan nem rekonstruálható ezért Prescott és Hutton (1994) tapasztalati képletével a vizsgált minta eltemetődési mélysége, tengerszint feletti magassága és földrajzi koordinátái alapján egy átlag számszerűsíthető.

A dózisteljesítmény számítása érdekében szükséges továbbá az üledék nedvességtartalmának mérése is. A víz magas abszorpciós képességével ugyanis a környező radioaktív sugárzást csökkenti (Zimmerman 1971). A kozmikus sugárzáshoz hasonlóan ennek értéke is időben jelentősen változhat, ezért számítása során célszerű magasabb relatív hibával megadni az értékét (Aitken 1985).

2.3. Lumineszcens érzékenység

2.3.1. A kvarc lumineszcens érzékenységének változása laboratóriumi körülmények között

A kvarc és földpát ásványszemcsék lumineszcensválasza egy adott dózisa, vagyis a lumineszcens érzékenysége, a természetben széles skálán mozoghat. Az eltérő környezetekből származó minták így azonos besugárzási dózisa más-más lumineszcensválasszal reagálnak. Azonos földrajzi környezetből gyűjtött minták ugyanazon kvarc frakciója között is lehetnek lumineszcens érzékenységbeli különbségek. Egyes mintákban elenyésző, kis intenzitású jel generálódik (alacsony érzékenységű minta), míg más mintában ugyanarra a dózisa magas intenzitású, jól detektálható lumineszcensválasz jön létre (magas érzékenységű minta). Többen dokumentálták, hogy az OSL méréseket nehézkessé tette a minták nagyon alacsony lumineszcens jele, amely a rossz érzékenységi értéknek tudható be (pl. Preusser et al. 2006, Klasen et al. 2007, Tóth et al. 2017b, Trauerstein et al. 2017). Ezen aspektusa miatt a lumineszcens érzékenység, nagyban befolyásolhatja a mért kor megbízhatóságát, hibáját. Egyes esetekben pedig ellehetetlenítheti a lumineszcens kormeghatározást is (Lukas et al. 2007).

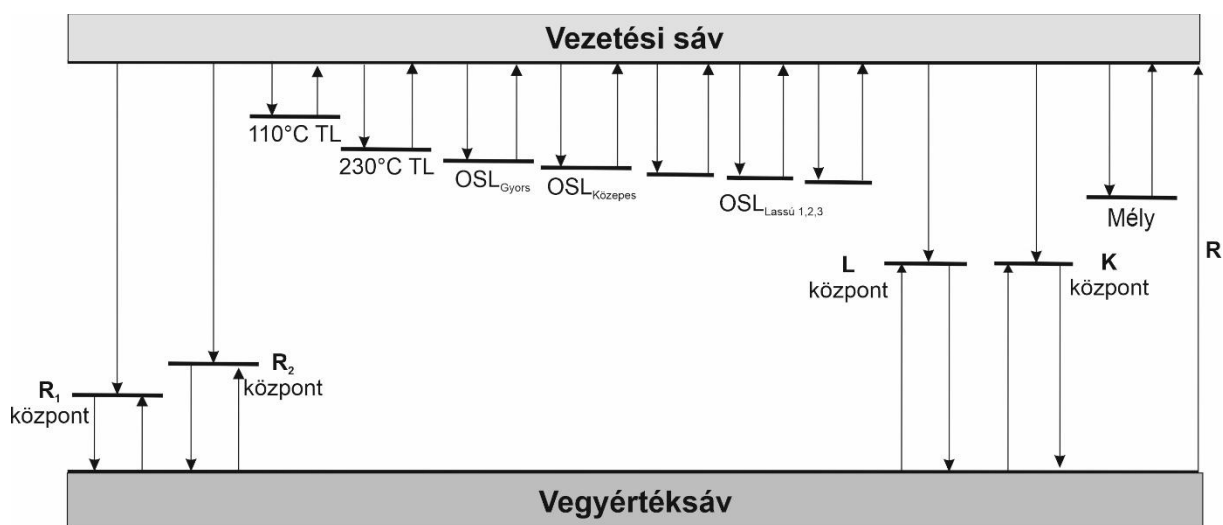
Eddig a lumineszcens érzékenység leginkább, mint a méréseket negatívan befolyásoló tényező került elő a dolgozatban (2.2.3. és 2.3.1. fejezetek). A pontos egyenértékdózis meghatározása során, mint ahogy a SAR protokollnál is látható volt, fontos és nélkülözhetetlen számolni a minták érzékenységének változásával. Ebből kifolyólag a jelenség felismerése után számos vizsgálatot végeztek annak felderítése érdekében, hogy milyen tényezők határozzák meg az érzékenységet, és milyen további hatások vezetnek annak változásához.

Kvarc ásványokon végzett kísérletek alapján már viszonylag a mérések korai szakaszában Fleming (1970), majd később, Wintle (1985) is megfigyelte a TL jelek esetében, hogy fény, hő hatására megváltozott a minták lumineszcens érzékenysége. Ezt a jelenséget további kutatások is alátámasztották (Li és Wintle 1991; 1992, Stokes 1994, Li 2002). Li és Wintle (1992) méréseikben kolluviális és eolikus mintákat vizsgáltak. Különböző ideig történő megvilágítással, mesterséges kioltással figyelték a lumineszcens érzékenységet és annak változását. Eredményeik azt mutatták, hogy az érzékenység és annak változása függ a fénynek való kitettség idejétől, valamint a mintát ért radioaktív besugárzás hosszától is. Emellett különbséget fedeztek fel idős és fiatal minták érzékenységváltozási üteme között. Aitken és Smith (1988) vizsgálataikban a TL 110°C-os csúcs és az OSL által mért lumineszcens

érzékenységek között összefüggést fedeztek fel, amiből pedig a kialakulásuk háttérben lévő hasonló mechanizmusra következtettek. Későbbiekben több tanulmányban is vizsgálták a 110°C-os csúcs és OSL jelek közötti hasonlóság mibenlétét (Stoneham és Stokes 1991, Murray és Roberts 1998, Wintle és Murray 1999, Chen et al. 2000). A megfigyelések alapján a TL 110°C és az OSL érzékenységváltozás közötti kapcsolat a közös rekombinációs központokkal magyarázható. Ugyanakkor azonban a mintát ért hőhatás nagyfokú érzékenység befolyásoló szerepét is megfigyelték a már említett előhevítés hatására (Murray és Roberts 1998). Összességében így a 2000-es évek elejére körvonalazódott, hogy a lumineszcens érzékenységet mesterséges körülmények között a fénycső hossza, a hőkezelések és a besugárzott dózis nagysága is befolyásolja.

A kvarc ásvány OSL jelét alkotó különböző komponensek felfedezése és a fent említett eredmények leírása után Bailey (2001) egy újfajta belső szerkezeti lumineszcens modellt alkotott a megfigyelt összefüggések értelmezésére (9. ábra). Modelljének – a teljesség igénye nélküli – magyarázata során, Aitken (1985) elméletét kiegészítve (lásd. 1. ábra), a TL és OSL méréseknél megfigyelt csúcsok és komponensek energetikailag különböző csapdarendszerét írja le (9. ábra). A legsekélyebb csapdák felől a legmélyebbek felé haladva rendre 110°C TL, 235°C TL, OSL gyors komponens, OSL közepes komponens és „mélyebb”, optikailag érzéketlen csapdarendszereket különített el (9. ábra). A modellben az OSL gyors komponens a TL-nél található 325°C-nál lévő csúcshoz felel meg (Franklin et al. 1995, Murray és Wintle 2000, Kitis et al. 2010) (9. ábra). Később a lassú komponensek azonosításával az energiarendszert további szintekkel egészítette ki – OSL lassú 1,2,3 (Bailey 2002) (9. ábra). A különböző szinteken csapdázott elektronok a stimulálás után a lumineszcens központokba (L) rekombinálódva bocsátanak ki lumineszcens fényt. Továbbá a rezervoár központokat (R₁ és R₂) kiegészítette a kioltó központokkal (K) (9. ábra). Ezen központokba történő rekombináció során szintén nem történik lumineszcens fénykibocsátás. Változás az előző modellhez képest, hogy a K központot termálisan stabilnak, míg az R₁ és R₂ központokat termálisan instabilnak tekinti. A felszabaduló elektronok az L, R₁, R₂, valamint K rekombinációs központok között oszlanak el (9. ábra). Egy adott csapdapopulációból felszabaduló elektronok minél nagyobb számban rekombinálnak az L központokba annál magasabb a lumineszcens intenzitás, azaz OSL szempontjából annál érzékenyebb a minta.

Összességében a módosított energiasáv modell értelmében a lumineszcens érzékenységet és változását a csapdák és rekombinációs központok számával és a lumineszcens szempontból ideális rekombinálódások hatékonyságával lehet jellemezni. Az ideális hatékonyság alatt az értendő, hogy mekkora valószínűséggel rekombinálnak az elektronok az L központokba, az R₁, R₂ és K központok helyett.



9. ábra: A kiterjesztett kvarc belső szerkezeti modellje (Bailey (2001; 2002) alapján).

A sávmodell segítségével a mérések során fellépő transzferhatások és az érzékenységváltozás, a TL és OSL esetében is magyarázható. Így pl. a gyors komponensnél sekélyebb 110°C-os fényérzékeny TL csapda, a fototranszferhez járulhat hozzá (Wintle és Murray 1997). A transzferhatások mérés közbeni nem megfelelő kiküszöbölése szintén a lumineszcens érzékenységváltozásához vezethet. Az érzékenység értelmezésében fontos tény, hogy a hőkezelések hatására megsemmisülhetnek az R_1 , R_2 központok, mely így az L központokba való rekombinációnak a hatékonyság növeléséhez vezethet. Ezáltal mérés során növelve a kvarc lumineszcens érzékenységét (9. ábra).

A kvarcba beépülő szennyezőelemek és az így kialakult hibacentrumok és csapdák, lumineszcens központok közötti kapcsolat meglehetősen komplex problémakör (Krbetschek et al. 1997, Preusser et al. 2009, Sharma et al. 2017). A TL és OSL technikán kívül ezen kapcsolatok leginkább elektronspin-rezonanciás mérésekkel vizsgálhatók (pl. Liu és Grün 2011, Timar-Gabor 2018).

Végül megjegyzendő, hogy a földpát ásványok esetén szintén megfigyelhető a kvarcéhoz hasonló érzékenységváltozás a fényhatás, a radioaktív besugárzás és a hőkezelés hatására (Gliganic et al. 2017, Sawakuchi et al. 2018). A lumineszcens folyamatok fizikai magyarázatára azonban a földpátok esetében egy összetettebb és több absztrakciót igénylő energiasáv modellt alkottak. Ennek oka, hogy ásványtanilag sokkal sokszínűbbek, a kvarcétól merőben eltérő szerkezeti felépítéssel rendelkeznek, valamint a már tárgyalt alagút-effektusra visszavezethető fakulást is számba kell venni a folyamatok értelmezéséhez (Jain és Ankjærgaard 2011, Buylaert et al. 2012). Mivel a kutatásom során a mért földpátok érzékenységét nem vizsgáltam, ezért a modell felvázolásától eltekintek.

2.3.2. Lumineszcens érzékenységet befolyásoló tényezők a természetben

Az előző pontban tárgyalt érzékenységet meghatározó tényezők a természetben is fennállnak. Egy üledékciklus során a geomorfológiai folyamatok típusától függően eltérő mértékben, de érik az ásványszemcséket. Így jogosan feltételezik, hogy az üledékes ciklusokban a különböző szemcséket ért környezeti tényezők miatt változhat a lumineszcens érzékenység. Már Li és Wintle (1992) kutatásából is bebizonyosodott, hogy az eltérő geomorfológiai háttérrel rendelkező ásványszemcsék más-más lumineszcens érzékenységi értékkel és tulajdonsággal bírnak, ami így esetleg összefüggésbe hozható a minták üledékes előtörténetével. A kutatások fókuszába ezáltal a különböző területekről származó minták érzékenységének mérése került (pl. Zheng et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011). Vizsgálva, hogy nyerhető-e ki többlet információ az ásvány geomorfológiai előtörténetére vonatkozólag.

A legelső térbeli kutatások során, Pietsch et al. (2008) ausztráliai fluvialis üledékek lumineszcens érzékenységét vizsgálta folyásirányban, egy közel 325 km-es szakaszon. Eredményei alapján a forrástól való távolság növekedésével a szállított kvarcsemcsék érzékenysége növekedést mutatott (Pietsch et al. 2008, Gliganic et al. 2017). Ezt – a laboratóriumi mérésekkel megegyezően – az üledékek nagy távolságon keresztül történő szállítódása során a többszöri átdolgozások miatt fellépő napfény okozta érzékenyítő hatással magyarázta. Egyszemcsés módszerrel (*single-grain*) a mintákat érzékenyülési tendenciájuk alapján több csoportba tudta osztani. Az összes vizsgált kvarcsemcsé 11%-a folyamatosan növekvő, 62%-a növekvő majd stagnáló és 17% kezdetben növekvő majd csökkenő érzékenyülési trendet mutatott. Továbbá olyan szemcsék is akadtak, 10%-ban, melyek esetében érzékenységváltozás nem történt a vizsgálata során. Összegezve a csoportokat, döntő részben a növekvő trend dominált, amely magyarázza a természetbeni növekedést.

Fitzsimmons et al. (2010) szintén ausztrál üledékeket vizsgált, ugyanakkor különböző geomorfológiai kontextusból származó kvarcsemcséket hasonlított össze egymással érzékenységi szempontból. Mérései alapján az eolikus eredetű minták bizonyultak intenzívebb lumineszcens kibocsátóknak, melyeket a fluvialis kvarcok követtek. Ez az eredmény egybevág a már kimutatott összefüggéssel, hogy a különböző üledékszállítás során az eolikus

eredetű minták hosszabb ideig vannak napfénynek kitéve (lásd. 2.2.4. fejezetben pl. Alexanderson 2007), mely hatás pedig nagyobb mértékű érzékenység növekedést indukál a mintában (Li és Wintle 1992).

Ezek alapján az ausztrál kvarcsezemcsék világviszonylatban magasnak számító lumineszcens érzékenységét, a hosszú üledékes előtörténettel magyarázzák, és az ez alatt bekövetkező számtalan áthalmozódással (Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons et al. 2010, Fitzsimmons 2011). A fentiekkel egyetértésben Preusser et al. (2006) az új-zélandi üledékes kvarc frakció esetében mért alacsony érzékenységet pedig az üledékek rövid geomorfológiai előtörténetével hozta összefüggésbe. Számos kutatás rávilágít tehát az üledékes előtörténet befolyásoló szerepére a lumineszcens érzékenység természetbeni alakulásában.

Újabb vizsgálatok rámutattak, hogy a földtani és közettani tényezők szintén közrejátszanak az érzékenységi értékek alakulásában. Sawakuchi et al. (2018) az Amazonas mentén a korábbiakkal ellentétben nem figyelt meg korrelációt az érzékenységi értékek és folyásirányban mért távolság között. Rávilágított azonban, hogy az áthalmozódások miatti érzékenységváltozáson kívül fontosak a kvarcsezemcsék ásványtani különbségei is (Preusser et al. 2009). A kvarc ásványba beépülő szennyezőelemek által módosított rácsszerkezet (csapdarendszerek és rekombinációs központok) felelős az ásvány elsődleges töltéscsapdázó képességéért és az egységnyi sugárdózisra adott lumineszcens intenzitásért. Az ásvány kristálytani paraméterei és a csapdák kialakulása viszont a kristályosodási folyamat során adott hőmérséklet és a nyomás függvényében alakul ki (Preusser et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011, Sharma et al. 2017, Gray et al. 2019).

A fentiek alapján Chithambo et al. (2007) vizsgálatai rámutattak, hogy a magmás (plutonikus) és metamorf kőzetekből származó kvarc frakció alacsony érzékenységgel rendelkezik. Sawakuchi et al. (2011) szintén különbségeket figyelt meg az alacsony és magas hőmérsékleten képződött kőzetekből származó kvarcsezemcsék érzékenységi értékei között. Kutatásában azonban a magas hőmérsékleten képződött magmás kőzetek kvarc ásványai mutattak magasabb érzékenységi értékeket. Ezáltal a magas termális előtörténet, kristályosodási hőmérséklet szerepére következtetett. Ugyanakkor azonban Guralnik et al. (2015) méréseiben a gyors komponensnek magasabb intenzitását, így magasabb érzékenységi értékeket mutatott ki az alacsonyabb hőmérsékleten metamorfizálódott kőzetekben.

Az említett folyamatok leírhatóak az ásvány forráskőzetből örökölt, belső szerkezetében fellépő változásokkal. Ahogy Bailey (2001) szerkezeti sávmodelljében látható volt az R_1 és R_2 rekombinációs központok magasabb hőmérséklet hatására megsemmisülnek, ezáltal növelve az L rekombinációs központba jutó elektronok hatékonyságát. Az így történő érzékenység növekedést Preusser et al. (2009), Sawakuchi et al. (2011) és Sharma et al. (2017) is leírták. Sharma et al. (2017) alapvetően a H_2O molekulák által létrehozott R rekombinációs központok magas hőmérsékleten történő távozásával, Sawakuchi et al. (2011) pedig az Al^{3+} és Ti^{4+} nyomelemek számának változásával magyarázta a bekövetkező érzékenységváltozást.

Összegezve az látható, hogy a forráskőzetből örökölt belső kristályszerkezeti tulajdonságok, beépülő elemek, hőmérséklet, nyomás alapvetően meghatározhatják a különféle üledékes környezetből érkező kvarc TL és OSL viselkedését, tulajdonságát (Zheng et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011, Tsukamoto et al. 2011, Lü et al. 2014, Zular et al. 2015, Thomsen et al. 2018). Ezáltal a lumineszcens érzékenység jelentősen függhet a forráskőzet típusától, így alkalmazható lehet a minták forrásterületének beazonosítására, és az üledéknyomkövetésre is (Gray et al. 2019, Sawakuchi et al. 2020).

Mindezek alapján Sawakuchi et al. (2012) Dél-Brazília partján elhelyezkedő parti turzás OSL kor eredményeit egészítette ki a minták érzékenységi értékével. A különböző időszakokban lerakódott kvarcsezemcsék lumineszcens érzékenysége eltérő volt. Emellett az üledékek lehetséges forrásterületéről származó minták érzékenységét is meghatározta. Vizsgálatai alapján a partvidéki, valamint a forrásterületekről gyűjtött kvarcsezemcsék érzékenységi értékei között összefüggést talált. Így az adott időszakokban felhalmozódott üledékek provenanciáját tudta elkülöníteni.

A fenti mérésekhez hasonlóan Lü és Sun (2011), valamint Lü et al. (2014) a Kínai-
lőszfennsíkon lévő lőszsorozatokban, kvarc ásvány érzékenységi értéke alapján szintén azok
provenanciáját tudta vizsgálni. Kutatásaikban a glaciális és interglaciális időszakokban az eltérő
területről érkező kvarcsezemcsék érzékenységi értékei jól elkülönültek.

Egy minta érzékenysége alakulásában az említett ásványtani és közettani tényezők,
mint primer érzékenységet felelősek, míg a természetes kioltódás, besugárzás, mint szekunder
tényezőként járulnak hozzá. Ez utóbbit pedig a geomorfológiai folyamatok határozzák meg.
Összegezve a primer és szekunder befolyásoló tényezők egymással komplex
hatásmechanizmusban állnak, és teljes mértékben még nem tisztázott melyek határozzák meg
döntően az érzékenység értékét és annak változása mikéntjét (Wintle és Adamiec 2017).

Mindazonáltal az látható, hogy univerzális összefüggések nem feltétlen adhatóak meg az
érzékenységet befolyásoló tényezők túlzott komplexitása miatt (Preusser et al. 2009,
Fitzsimmons 2011). Ugyanakkor azonban egy-egy adott terület és geomorfológiai rendszerben
lévő kvarc vizsgálatával lehetséges a többlet információk kinyerése. Egy vízgyűjtőn belül,
széleskörű érzékenység vizsgálatokkal, akár provenancia meghatározásra is alkalmas lehet az
ásvány. A lumineszcens kor adatokkal kiegészítve pedig pontosabb hipotézis alkotható a
környezeti rekonstrukcióra (Gray et al. 2019).

2.4. A kutatást indokló módszertani és geomorfológiai kérdések

2.4.1. A lumineszcens érzékenységre vonatkozó korábbi kutatások a régióban és az ezekhez kapcsolódó geomorfológiai kérdések

A fentiekben láttuk, hogy egyes területeken, mint pl. Amazonas mentén főként a primer
míg ausztrál kvarcsezemcsék esetében a szekunder tényezők a dominánsabbak. Európai
viszonylatban azonban a különböző üledékes kvarc OSL érzékenységre vonatkozóan kevés
adat áll rendelkezésre.

Az egyik legátfogóbb kutatásban, Moska és Murray (2006) a Tátra-hegység,
Lengyelországba fekvő Kereszt-nyereg (Krzyzne) és a Magas-Tátrához tartozó, Roztoka
völgyéből gyűjtött kvarc minták érzékenységét komplexen vizsgálták. Mindegyik mintavételi
pont a vízgyűjtő felső részén helyezkedett el, így a kvarcsezemcsék rövid üledékes előtörténettel
rendelkeztek. Emellett közös volt a forrásközet is. A minták CW-OSL jelét és LM-OSL
segítségével felbontott gyors komponensét is vizsgálták, melyeket, a svédországi Gotland
északi partjáról származó és szibériai kvarcsezemcsék érzékenységéhez viszonyítottak.
Összességében a tátrai minták közel 100-szor kisebb érzékenységet mutattak, a gyors
komponens részaránya pedig kétszer kisebb volt a referencia mintáknál. Az érzéketlen minták
nagyfokú hevítésével (~500°C) viszont a gyors komponens közel tízszeres növekedését tudták
elérni. Továbbá a tátrai mintákban nem találtak kimutatható TL 110°C csúcsot. A hevítések
hatására azonban ez a csúcs is kifejezetten intenzívé vált. Fény hatására történő
érzékenyítésénél pedig mindegyik általuk vizsgált komponens (gyors, közepes, lassú)
érzékenyülését is megfigyelték, de legintenzívebben a gyors komponens növekedett. Moska és
Murray (2006) értelmezésében megfigyeléseik azzal magyarázhatók, hogy a fiatal
orogenezisekből származó üledékek a rövid szállítási távolság következtében kevés kioltódási
cikluson mentek keresztül, így nem történt meg a természetes érzékenyítésük.

További kutatások leginkább az Északi-Alpokhoz és glaciális üledékekhez kötődnek. A
Bajor-Alpok előterében, glaciális eredetű kvarcsezemcsék vizsgálata során Klasen et al. (2006)
számolt be alacsony érzékenységi értékekről. Vizsgálatai alapján közel két nagyságrenddel
kisebb intenzitással rendelkeztek a minták, mint az átlagos ausztrál üledékes kvarcsezemcsék.
Egy másik vizsgálat során Klasen et al. (2007) rámutatott, hogy a Keleti-Alpok gleccsereinek
előteréből származó üledékek kvarc frakciója esetében a részminták közel 35%-a
kiértékelhetetlen a nagyon gyenge lumineszcens érzékenység és az ebből fakadó nagymértékű
bizonytalanság miatt. Ezenfelül a kvarcsezemcsék akkumuláció előtti nagymértékű tökéletlen

kioldódását, magas reziduális dóziszokat is megfigyelt. A fenti kutatással összhangban Trauerstein et al. (2017) szintén alacsony gyors komponens részarányokat mutatott ki észak-svajci moréna üledékek esetében.

Fluviális üledékek kapcsán Tóth et al. (2017a) a Duna magyarországi szakaszán lévő kvarc mintái esetén megfigyelést tett azok alacsony érzékenységi értékeikre. Kutatásában a Duna közel 417 km-es magyarországi szakasza mentén vizsgálta a recens mintákat, durva és finom szemcseméretben is. Mérései alapján mindkét szemcsefrakció kvarcsemcséi – Klasen et al. (2007) által megfigyeltékhez hasonlóan – alacsony, és gyenge lumineszcens érzékenységgel bírtak, melyek az OSL méréseket nagyban nehezítette.

Másik dunai üledékekhez kapcsolható kutatásban Tóth et al. (2017b) az Alsó-Duna területén a Kalocsai-síkságon végzett méréseiben, szintúgy az OSL méréseket negatívan befolyásoló, alacsony érzékenységi értékeket tapasztalt. Az előzőktől eltérően ezen üledékek lumineszcens kora holocén (7-5 ezer év) időszakra datálódott.

A fenti kutatások érdekessége, hogy míg Duna vízgyűjtőjéhez tartozó, Alpok előterében az alacsony érzékenységi érték magyarázható lehet a kvarc frakció rövid üledékes előtörténetével, a szekunder tényezők hiányával. Addig a magyarországi szakaszra érve a Duna már számtalanszor áthalmozott és kevert kvarc ásványokat kell, hogy szállítson. Így ezen a területen már több üledékes cikluson átesett kvarcsemcsék találhatók. Továbbá Tóth et al. (2017b) által is vizsgált terület üledékeit az Ős-Duna ÉNy-DK-i irányából az É-D-i irányba történő áthelyeződése során többször is áthalmozhatta (Pécsi, 1959, 1967), mely jelenség elméletileg szintén érzékenység növekedést indukál.

A lumineszcens érzékenységi kutatásokban rejlő lehetőségek jó alapját és fontosságát hangsúlyozza a Kárpát-medence fluviális fejlődése. A Kárpátok vonulatának és a Keleti-Alpoknak a gyűrűjében található medence feltöltésében és mai felszínének kialakításában legfőképp a Duna és Tisza, valamint a Dráva és Maros játszottak fontos szerepet, melyek folyásirányukat folyamatosan változtatva építették hordalékkúpjaikat a pliocén és pleisztocén során (pl. Pécsi 1967, Nádor et al. 2007, Gábris és Nádor 2007, Gábris et al. 2012, Kiss et al. 2014). A folyók hordalékkúpjainak épülését és folyásirányaik áthelyeződését alapvetően a Kárpát-medencében kialakuló süllyedések, így a tektonikai mozgások alakították (Somogyi 1961, Borsy 1992, Gábris és Nádor 2007). A klímaváltozások szintén nagy szereppel bírtak, mivel befolyásolták a víz és üledékhozamot, ezáltal a folyók munkavégzőképességét (pl. Pécsi 1959, Ruzsiczay-Rüdiger et al. 2006a). Így pl. a klíma ingadozások a pleisztocénben (glaciálisok, interglaciálisok) az eltérő üledékanyag hozzájárulását, az üledékképződés folytonosságát, és az üledékciklusok számát is alakították. Ezen okok végeredményképp a kvarcsemcsék érzékenységének eltéréséhez vezethetnek.

Ezenfelül a hordalékkúpok fejlődésének néhány szakasza és egyes üledékek származási helye, különösen a medence délkeleti részén, ahol a fő folyók találkoznak, azonban még a mai napig kérdéses (pl. Mezösi 2011, Popov 2012, Sipos et al. 2016, Robu 2018, Mitrović et al. 2020). Ilyen tisztázásra váró geomorfológiai kérdések a medence folyami rendszerének összefolyási zónáiban pl.:

Popov (2012) OSL technika segítségével néhány nehezen datálható, alacsony érzékenységű mintát a szerbiai szakaszon a Tisza folyónak tulajdonított. Ugyanakkor elképzelhető, hogy az üledékeket esetleg inkább a Duna rakta le. A Tisza és a Maros összefolyási zónájában Sipos et al. (2016) egy nagy meandert datált, mindazonáltal kérdéses maradt, hogy kialakulása melyik folyóhoz kapcsolható. Robu (2018) kutatásában rekonstruálta a romániai Tisza-Szamos-síkság kialakulását, ahol a paleomedrek összetett elrendeződése és a Tisza váltakozó folyásiránya miatt nem tudta minden esetben beazonosítani az adott medret formáló folyót. Bár jelen dolgozatban a Száva folyó nem kerül vizsgálatra, Mitrović et al. (2020) Belgrád mellett a Duna összefolyási zónájában is rendkívül érzéketlen kvarc mintákat azonosított.

Sajnos a Tisza vonalától keletre eső területeken nem állnak rendelkezésre OSL érzékenységre vonatkozó adatok így nem lehet következtetést és összehasonlítást tenni.

Összeségében még tisztázatlan kérdés, hogy csak az Északi-Alpokra, és pl. a vízgyűjtőjével ezen a területen elhelyezkedő Duna, valamint annak kvarc ásványai esetében figyelhető-e meg az alacsony lumineszcens érzékenység? Továbbá a Kárpát-medence többi markánsabb folyója (pl. Tisza, Maros) által szállított kvarcsemcsék milyen érzékenységi paraméterrel rendelkeznek? Figyelhetőek-e meg térbeli eltérések a különböző kőzettani vízgyűjtővel rendelkező folyók kvarc frakciója között? A primer vagy a szekunder tényezők, amelyek döntően befolyásolják az érzékenység alakulását a Kárpát-medencében? Végeredményképpen lehetséges-e többlet információhoz jutni az érzékenységi paraméterek vizsgálata által a területen, használható-e az üledékes kvarc provenancia elemzésre?

A kérdések megválaszolásához a megfelelő mérés technika és módszertan kidolgozása és tesztelése is szükséges. A fent bemutatott komplex befolyásoló tényezők, valamint a szakirodalmi ajánlások alapján is, a CW-OSL, LM-OSL és TL technikák felhasználása szükségszerűnek tűnik. Az eltérő technikák különböző mélységű csapdarendszereket stimulálnak, ezért az összevetésükkel a minták közötti különbségek jobban megfigyelhetők. A különböző paraméterek külön-külön is információt szolgáltathatnak. Ugyanakkor az egyes csapdapopulációk, rekombinációs központok átfedése miatt pedig az eredmények egymással összehasonlíthatóak, és validálhatóak is lehetnek.

Mint látható volt a klimatikus és tektonikai viszonyok miatt a primer és a szekunder tényezők is időben változhatnak egy adott vízgyűjtőn belül, ami eltérést okozhat az üledékes kvarc érzékenységében. Ezen tényezők megismerése az adott folyórendszer szisztematikus vizsgálatát igényli, mely során az egyes részvízgyűjtők és geomorfológiai folyamatok befolyásoló szerepe jobban elkülönül. Ebből a szempontból a Maros folyó jó adottságokkal rendelkezik, mert viszonylag nagy és hosszúságú vízgyűjtőjének felső és középső szakaszán különböző kőzettani adottságokkal rendelkező részvízgyűjtők találhatók. Míg az alsó szakaszon egyetlen főbb mellékfolyó sem csatlakozik a Maroshoz, így itt elsősorban a geomorfológiai folyamatoknak kell meghatározniuk a kvarc lumineszcens tulajdonságait.

Így a Maros mentén folyásirányában szisztematikus gyűjtött durvaszemcsés kvarc minták lumineszcens érzékenységének a vizsgálatával, valamint a főbb mellékfolyók (Aranyos, Küküllő, Sztrigy) kvacszemcséivel kiegészítve választ kaphatunk az alábbi kérdésekre: Megfigyelhető-e érzékenység növekedés a szállítási távolság növekedésével párhuzamosan a Maros esetében? Az egyes mellékvízfolyások által hozott kvarcsemcsék lumineszcens érzékenység tekintetében mutatnak-e különbséget? Kimutatható-e bármilyen kapcsolat a kőzettani háttérrel, azaz a primer tényezőkkel? Azokon a szakaszokon, nincs jelentős mellékfolyó, mennyire domináns a szekunder tényezők lumineszcens érzékenységet befolyásoló hatása?

Az említett és felmerült módszertani és geomorfológiai kérdések megválaszolásával igyekszem kutatásom első felében a megfelelő mérési módszert kidolgozni és tesztelni. A meghatározott összefüggéseket pedig a kutatásom második felében szintén ellenőrizni és felhasználni a geomorfológiai rekonstrukció megsegítéséhez.

2.4.2. Geomorfológiai kérdések a Maros hegyvidéki vízgyűjtőjén

A földtörténet során a legutolsó lehülési szakasz a negyedidőszakkal (kb. ~2,6 millió éve) vette kezdetét. A negyedidőszak felszínfejlődésének vizsgálata kapcsán kezdetben az Alpok előterében található, jól elkülöníthető morfológiai jelenségek alapján négy eljegesedést, azaz glaciális azonosítottak, a legidősebbet *günz*, továbbiakat *mindel*, *riss* és *würm* névvel (Penck és Brücker 1901/1909) illeték, melyeket felmelegedési, azaz interglaciális időszakok választanak el (pl. Ivy-Ochs et al. 2006; 2008). Mint azt azóta jégfúrómagok és mélytengeri fúrómagok oxigénizotóp adatai alapján tudjuk, jóval több eljegesedés is volt a negyedidőszak során, s a glaciálisokon, interglaciálisokon belül számtalan további klímakilengés is megfigyelhető (Shackleton et al. 1995, Jouzel et al. 2007, Railsback et al. 2015). Oxigénizotóp

görbék alapján elkülönülő glaciálisok és interglaciálisokat mélytengeri izotóp stádium (MIS) elnevezéssel ismerjük.

Geomorfológiai szempontokból, a legutolsó két eljegesedési időszak vizsgálható a legjobban, mivel a korábbiak felszínalakító tevékenységét ezek nagymértékben felülírták. A legutolsó, *würm* glaciális során a gleccserek utolsó legnagyobb kiterjedése, azaz a glaciális maximum (LGM) az Alpok területén nagyjából 20-22 ezer évvel ezelőttre tehető (Ivy-Ochs et al. 2008, Hughes et al. 2013).

A Maros hegyvidéki vízgyűjtőjén, a Déli-Kárpátok területén található Retyezát-hegység a Kárpátok koszorújának azon tagjai közé tartozott, amely a pleisztocén glaciálisai során erőteljesen eljegesedett (Urdea 2000). A *würm* idei gleccserek a hegység É-i és D-i oldalán aszimmetrikusan helyezkedtek el. A déli oldalon a völgyhálózat kedvezett a gleccserek összefolyásának és a gleccserkomplexumok kialakulásának (Urdea 2004).

Kezdetben, a hegység É-i völgyeihez köthető morénák kozmogén izotópos kitétségi vizsgálatai alapján Reuther et al. (2007) a legnagyobb jég előrenyomulást az LGM előttre tette a területen. Véleménye szerint a lokálisan alacsony csapadékmennyiség miatt az LGM idején (~22-20 ezer éve) nem történt jelentős gleccser-előrenyomulás. Továbbá az Alpokban meghatározott *würm* végén bekövetkező deglaciálódási fázisokat a területen eltérő időpontra keltezte. Urdea (2004) és Reuther et al. (2007) a hegység végső deglaciálódását a fiatal driász (~12,8 ezer éve) időszakára tette.

Az É-i és D-i völgyekben végzett újabb kutatások és legújabb ¹⁰Be képződési rátával számolt kitétségi korok alapján azonban a gleccserek maximális kiterjedése és a deglaciálódás kezdete kronológiailag egybeesik az Európa többi részén is megállapított ~21-20 ezer éves értékkel (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b; 2017; 2021). Az eljegesedést 5 deglaciálódási fázis követhette részben átfedve egymást (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2021). Mindazonáltal a korábban leírt, fiatalabb driászban történő eljegesedésre nem találtak bizonyítékot. Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2016b) mérései alapján a korábban annak gondolt, legutolsó gleccser-előrenyomuláshoz tartozó morénák a Bölling-Alleröd időszakban (~14,5 ezer éve) történt eljegesedés bizonyítékai. Ennél fiatalabb eljegesedésekre nincsenek közvetlen bizonyítékok a területen. Az É-i és D-i völgyek adatai alapján nagyjából ~13,5 ezer éve az utolsó deglaciálódási fázis is végbement a területen (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b; 2021). A Retyezát völgyeiben azonban, az ott meghatározott legnagyobb gleccser-előrenyomulások vonala alatt is található nagyobb glaciális, esetleg fluvio-glaciális eredetű sziklák/tömbök, melyek lerakódási kora jelenleg kevésbé ismert.

A Retyezátról az olvadékvizek elvezetése az É-i, Ny-i, valamint a D-i kitétségű völgyekből is a Hátszegi-medencébe történik. A terület vízhálózatában főként a Marosba torkoló Sztrigy (Strei) és az abba Hátszeg városánál csatlakozó, szintén a Retyezátból érkező Râul Mare (Sebesvíz) játszik fontos szerepet. Ennél fogva a Hátszegi-medence feltöltődésében a pleisztocén jelentős részben a Retyezátból érkező vízfolyások által szállított üledékek vettek részt. Az itt található hordalékkúpok kialakulásának üteme és üledékei így indikátorai lehetnek a magashegységi vízgyűjtőn történt gleccser-előrenyomulási és deglaciálódási fázisoknak, hiszen ezek jelentősen megváltoztathatják a vízfolyások hordalékháztartását. Másrészt a hordalékkúp épülését, ahogy a Kárpát-medencében is látható volt, alapvetően befolyásolhatták a területen bekövetkező tektonikai mozgások is (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016a).

A Hátszegi-medence esetében a pleisztocén és holocén során akkumulálódott és kialakított hordalékkúpok fejlődéséről nem állnak rendelkezésre adatok. Emellett a Retyezát-hegységben bekövetkező gleccseringadozások, nem csak a Hátszegi-medence üledékeinek képződésében játszottak fontos szerepet, de a Sztrigy és a Maros lejjebb húzódó szakaszain is morfológiai változásokat indukálhattak, ami akár teraszképződéshez is vezethetett.

A klasszikus geomorfológiai megközelítés szerint az éghajlati okokra visszavezethető teraszképződés általában a glaciális és interglaciális periódusokhoz és azok váltakozásához köthető, azaz a glaciálisokban főként akkumuláció, míg az interglaciálisokban völgybevágódás ment végbe (pl. Bulla 1941, Pécsi 1959). Az újabb kutatások azonban az éghajlati átmenetek

fontosságát hangsúlyozzák (pl. Vandenberghe 1995, Gábris 2006), mert ekkor a csapadékviszonyok, majd pedig a növényzet változásával hirtelen megváltozhat a vízfolyások morfológiai egyensúlya (Starkel et al. 2007, Vandenberghe 2015). A teraszképződést viszont továbbra is alapvetően befolyásolhatja a tektonizmus, mivel a domborzat megváltozása növelheti vagy csökkentheti a terep lejtését, kiválthatja a folyó geomorfológiai átalakulását, és meghatározhatja folyó munkavégzőképességét és hordalékháztartását (Schumm et al. 2002, Necea et al. 2005).

Ugyanakkor a globális éghajlati tényezőkön kívül a regionális és a részvízgyűjtő szintű klimatikus változások is befolyásolhatják a teraszok kialakulását (Scherler et al. 2015, Schanz et al. 2018). A teraszok kialakulása olyan regionális tényezőktől is függhet, mint a növényzet, a kőzettípus, a gleccserek közelsége és a csapadékviszonyok. Ezek elsőrendű befolyást gyakorolnak a rendelkezésre álló hordalék mennyiségére és a vízfolyás hordalékszállító kapacitására, és azt eredményezhetik, hogy a főbb éghajlati stádiumnak tulajdonított teraszképződés egy glaciális cikluson belül különböző időpontokban is végbemehet (Dey et al. 2016, Malatesta és Avouac 2018, Schanz et al. 2018).

A Maros medrének futásirányát, az erózió és az akkumuláció dinamikáját a folyamatosan süllyedő alföldi területek és az Erdélyi-medence eltérő ütemben emelkedő peremhegységei befolyásolták (Bendefy 1975, Berec és Gábris 2013). A Maros menti teraszszintek azonosítását és datálását bonyolítja, hogy a teraszok különböző generációi a posztgenetikus tektonikus mozgások révén különböző magasságba kerültek.

A Kárpát-medence egyik legnagyobb kiterjedésű földrajzi egységét a DK-i részen elterülő, Maros hordalékkúp alkotja. A Maros Alföldön kialakított legyezőszerűen elterülő hordalékkúpjának fejlődésével, paleomedreinek futásirányával és időbeli rekonstruálásával már számos tanulmány foglalkozott (Katona et al. 2012, Kiss et al. 2012; 2013; 2014; 2015, Márton 1914, Sipos et al. 2004; 2012, Sümeghy et al. 2011; 2012; 2013). A területen számos paleomedret azonosítottak, melyek a késő-glaciálistól a kora holocénig voltak aktívak (Sümeghy 2014, Kiss et al. 2014). A medrek és a vízhozamok rekonstruálása alapján az üledékmennyiség és a folyó hordalékszállító kapacitása ebben az időintervallumban jelentősen megnőtt és a jelenleginél jelentősen nagyobb volt (Kiss et al. 2014).

Összeségében tehát a folyó mederdinamikájának és munkavégző képességének változásait, a vízgyűjtő felsőbb szakaszain teraszok és azok rendszerei, míg az alföldi szakaszon a hordalékkúpok rétegei és a paleomedrek tükrözik a leginkább (pl. Tufescu 1974, Mike 1975, 1991, Berec és Gábris 2013, Kiss et al. 2015).

A fentiek alapján így a Maros vízgyűjtőjén felmerülő és tisztázatlan kérdések: A Retyezát völgyeinek végén található fluvio-glaciális sziklák mennyire társíthatók a glaciálodási/deglaciálodási fázisokhoz? Miként ment végbe a Hátszegi-medence negyedidőszaki fejlődése? A geomorfológiai folyamatokat inkább klimatikus vagy tektonikai tényezők alakították? Összekapcsolhatók-e a felső és alsó szakaszon történt folyamatok? Időben párhuzamosíthatók-e a deglaciálodási fázisok és a hordalékkúp fejlődése?

3. Vizsgálati területek és mintavételi helyszínek

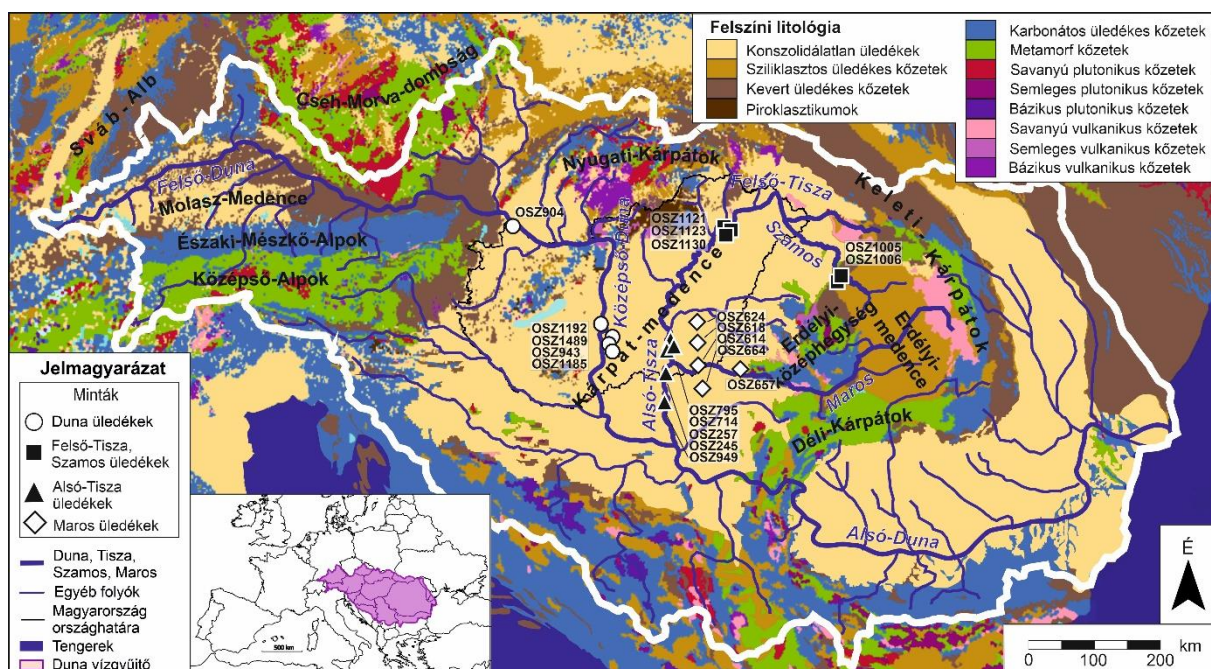
3.1. Lumineszcens érzékenység térbeli elemzése során vizsgált területek

3.1.1. A Duna-vízgyűjtő

A Kárpát-medence, amelyet a Keleti-Alpok, a Kárpátok íve és a Dinári-hegység hegyláncai ölelnek körül, Európa legnagyobb hegyközi medencéje. A késő mezozoikumban lezajló alpi orogenezis részeként felgyűrődő hegységekkel egyidőben keletkezett. Fő folyója a Duna (vízgyűjtő területe: 801 000 km², hossza: 2850 km, átlagos vízhozama a torkolatánál: 6500 m³/s) és legnagyobb mellékfolyója a Tisza (vízgyűjtő területe: 157 000 km², hossza: 960 km, átlagos vízhozama az összefolyás közelében: 820 m³/s) melyek eltérő közettípussal rendelkező területeken húzódnak, ami nyilvánvalóan befolyásolhatja a medencébe érkező kvarcsezemcsék OSL tulajdonságait.

A Kárpát-medencétől nyugatra húzódó Felső-Duna vízgyűjtője a Sváb-Alb, Keleti-Alpok, Cseh-Morva-dombság és a Nyugat-Kárpátok területére terjed ki (10. ábra). A Felső-Duna kezdetben a főként jura korú mészkövekből felépülő Sváb-Alb déli részéről gyűjti össze a vizet (Gwinner 1976). A keletebbre található Északi-Mészkő-Alpok felszíni litológiáját tekintve szintén a mezozoós mészkövek a dominánsak, azonban a Keleti-Alpok középső részén kb. 20-30 km szélesen paleozoós, metamorf kőzetzóna húzódik (Schmid et al. 2004). Az Alpok késő mezozoikumos felgyűrődésével kapcsolatban keletkezett a Középső-Alpok Felső-ausztriai takarórendszer komplexuma, amely alacsony fokú nem eklogitos és magas fokú eklogitos metamorf kőzetekkel rendelkezik (Kurz et al. 1999). Ezen terület részesevé a Felső-Duna vízgyűjtőjéből azonban jelentéktelen. A folyásirányban lejjebb a Cseh-Morva-dombság déli területe fekszik, melyet elsősorban paleozoikumos metamorf és intruzív kristályos kőzetek jellemeznek (Medaris et al. 1995) (10. ábra).

Az előző régiókhoz képest a Nyugati-Kárpátok vonulata összetettebb felszíni litológiával rendelkezik (Hók et al. 2019, Kłapyta 2020), így a különböző üledékes, magmás és metamorf kőzetek mállásából származó kvarcsezemcséket szállíthatnak az innen érkező mellékfolyók a Dunába (10. ábra).



10. ábra: Duna vízgyűjtője és a vizsgálati pontok elhelyezkedése a Kárpát-medencében. Alaptérkép Hartmann és Moosdorf (2012) adatbázisa alapján.

A Tisza a Keleti-Kárpátok belső ívének vizét vezeti el, míg mellékfolyói a Nyugati-Kárpátok, Déli-Kárpátok, az Erdélyi-középhegység, valamint az Erdélyi-medence vizeit gyűjtik össze (10. ábra). A Tisza folyó forrása az Északkeleti-Kárpátokban található, melyet a késő mezozoikumban és a paleogénben lerakódott durva és finomszemcsés sziliciklasztikus tengeri üledékekből álló, a késői alpi orogenezis idején keletkezett flis jellemzi (Ślaçzka et al. 2006). Emellett miocén vulkanikus kőzetek, piroklasztikok is megtalálhatók, amelyek a felgyűrődés utáni vulkanizmus eredményeként keletkeztek (Harangi és Lenkey 2017), valamint miocén-pliocén üledékes kőzetek alkotják a Felső-Tisza vízgyűjtőjét. A Keleti-Kárpátok kristályos metamorf egységei (Munteanu és Tatu 2003) és az Erdélyi-középhegység üledékei a Szamoson, Körösökön és Maroson keresztül jutnak a Tiszához. A legnagyobb mennyiségű hordalék azonban az Erdélyi-medence neogén üledékes kőzeteiből, valamint a Déli-Kárpátok túlnyomórészt magas és közepes fokon metamorfizálódott kőzeteiből származik (Pál-Molnár et al. 2015, Iancu és Seghedi 2017).

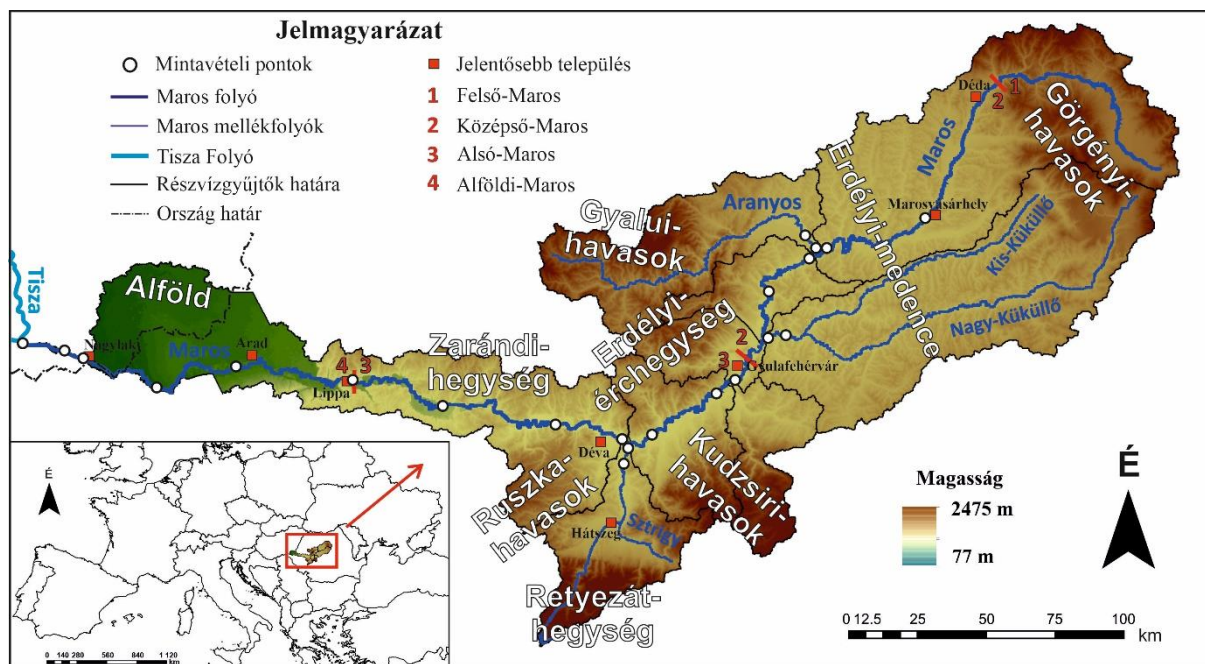
A kvarc lumineszcens érzékenységének általános összehasonlításához a Kárpát-medencében a Duna, a Tisza, a Szamos és a Maros üledékeit reprezentáló, korábban már OSL kormeghatározással vizsgált minták közül választottam ki összesen 20 db mintát, melyeket regionális alapon négy csoportba kategorizáltam, így mindegyik csoport 5 db mintát tartalmazott (10. ábra).

Az első csoport a Duna magyarországi középső szakaszát képviseli. Innen egy recens (OSZ 904) és négy darab holocén korú (OSZ 943, OSZ 1185, OSZ 1192, OSZ 1489), paleomedér és ártéri területről származó mintát vizsgáltam (Tóth et al. 2017a,b) (11. ábra). A második csoport a Felső-Tisza vízgyűjtőjén található, ahonnan három minta a Tisza mellől (OSZ 1121, OSZ 1123, OSZ 1130) származik, míg két minta a Szamos folyóhoz köthető (OSZ 1005, OSZ 1006) (10. ábra). Mindegyikük holocén korú és övzátányokból származnak (Robu 2018). A minták harmadik csoportja az Alsó-Tisza mentéről származik, ahol két fő mellékfolyója a Hármaskörös és a Maros is csatlakozik a folyóhoz (OSZ 245, OSZ 257, OSZ 714, OSZ 795, 949). A minták szintén övzátányokból kerültek begyűjtésre melyek a hullámtér két különböző szintjén helyezkednek el, lumineszcens korukat késő-pleisztocén és holocén korúnak datálták (Sipos et al. 2016). A negyedik csoportot késő-pleisztocén kvarc minták alkotják, melyeket a Maros hordalékkúpján található paleomedrekből, mederközéppi zátányokból és övzátányokból gyűjtöttek (OSZ 614, OSZ 618, OSZ 624, OSZ 657, OSZ 664) (Kiss et al. 2014, Sümeghy 2014) (10. ábra).

3.1.2. *A Maros folyó*

A Maros folyó a negyedik legnagyobb vízfolyás a Kárpát-medencében. Vízgyűjtőjének területe kb. 30 000 km², amelynek nagy része Romániában található, és főként az Erdélyi-medence vizeit vezeti el (Lacay 1975). Ami a folyó morfológiáját és felszíni litológiáját illeti, folyása négy fő szakaszra bontható (11. ábra). A forrásától Dédáig terjedő legfelső, legmeredekebb hegyvidéki szakaszon vulkanikus kőzetek dominálnak (Urdea et al. 2012, Pál-Molnár et al. 2015). A következő, Déda és Gyulafehérvár közötti szakaszt lényegesen alacsonyabb lejtés jellemzi, valamint a folyó az Erdélyi-medence dombsági tájain halad keresztül, amelyet neogén tengeri és tavi üledékes kőzetek alkotnak (Baranyi et al. 2020) (11. ábra). A folyó legnagyobb mellékfolyója a Küküllő, szintén ezen a területen folyik keresztül. Folyásirányban lefelé az Aranyos már az Erdélyi-középhegység metamorf, magmás/plutonikus, vulkanikus, valamint különböző üledékes kőzetekből álló, komplex felszíni litológiával jellemezhető területeiről szállítja a hordalékot a Marosba (Kounov és Schmid 2013, Silye 2015). A Gyulafehérvártól, Lipáig tartó szakaszon a folyó a Déli-Kárpátok és Erdélyi-középhegység között elterülő tektonikai vonal mentén folyik (11. ábra). Itt az északi, kis mellékfolyók a vulkanikus kőzetekben és ércekben gazdag Erdélyi-érchegység üledékeit szállítják, míg a nagyobb déli mellékfolyók, mint a Sebes és a Sztrigy, üledékeiket leginkább a Déli-Kárpátok metamorf és plutonikus kőzeteiből hordják le (Bojar et al. 2010, Iancu és

Seghedi 2017). Lipától folyásirányban lefelé a síkvidéki szakaszon a Maros kiterjedt hordalékkúpja található, amelyen a folyó még a holocénben is gyakran változtatta irányát, így itt főként a saját hordalékát halmozhatta át újra (Borsy 1989, Kiss et al. 2013) (11. ábra). A folyó jelenlegi vízhozama a gyulafehérvári és aradi vízmérce hosszútávú adatai alapján 140-150 m³/s (Konecsny és Bálint 2009). A Maros hordalékkúpon lévő paleomedrek azonban egyes esetekben egy nagyságrenddel magasabb vízhozamról tanúskodnak (Katona et al. 2012). A folyó medrében durva szemcséjű homok és kavics dominál. A Maros továbbá nagymennyiségű lebegtetett üledéket is szállít, amelyet főleg az Erdélyi-medencén történő áthaladása során erodál.



11. ábra: Maros vízgyűjtőjén vizsgált recens minták elhelyezkedése.

A kutatás kapcsán Marosvásárhelytől egészen a Maros torkolatáig, közel 565 fkm-es szakasz került megmintázásra. A lumineszcens érzékenység és reziduális dózisok változásának vizsgálatához a folyó mentén hasonló geomorfológiai helyzetű, recens üledékmintákat gyűjtöttünk a folyó partján lévő zátonyokból, illetve homokpadokból. Alacsony, őszi vízállás (2020) idején összesen 22 db minta, került begyűjtésre. Ezek közül 16 db a Maros mentén helyezkedik el, míg 2-2 db a három legnagyobb vízgyűjtővel rendelkező mellékfolyók, úgy mint az Aranyos, Küküllő és Sztigy mentéről kerültek kiválasztásra (11. ábra). Ezen mellékfolyók vízgyűjtőinek felszíni litológiája továbbá jól reprezentálja a különböző primer háttérrel rendelkező kvarc ásványokat.

3.2. Mintaterületek a Maros különböző szakaszai közötti kapcsolatok vizsgálatához

3.2.1. Reteyzát-hegység: Gura Zlata és Râul Mare völgy

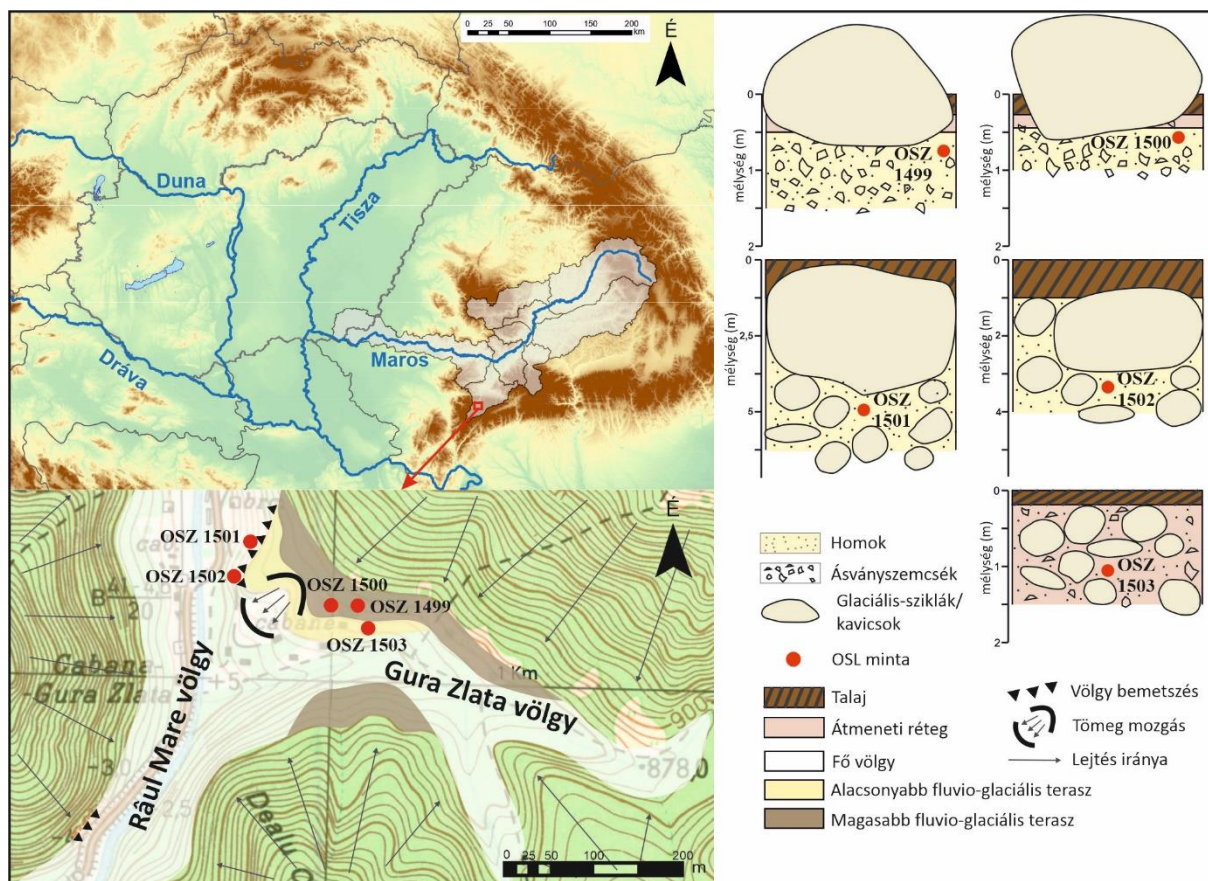
A Déli-Kárpátok legnyugatibb és legtöbb 2000 m-nél magasabb hegycsúccsal rendelkező tagja a Reteyzát-hegység. A hegység Maros vízgyűjtőjére eső része a Nagy-Reteyzát melyet főként kristályos metamorf kőzetek, valamint gránitok, granitoidok építenek fel (Urdea 2000).

A Reteyzát-hegység területén az É-i, és D-i fekvésű völgyekben mért *in situ* kozmogén izotópos kitértéségi korok alapján az LGM-ben, 20-22 ezer éve, a gleccserek kb. 1030-1050 m-es tengerszint feletti magasságig húzódtak le, míg 18 ezer éve kb. 1200-1400 m, 17 ezer éve pedig már csak 1600-1700 m körülire módosult ez az adat (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b;

2017; 2021). A gleccserek egyensúlyi vonalának (ELA) magassága körülbelül 1770-1800 m-nél alakult az LGM-ben, míg 17-18 ezer éve ez az érték 2000-2040 m között lehetett (Urdea et al. 2011, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2017).

A vizsgált mintákat a Retyezát-hegység NyÉNy-i fekvésű Gura Zlata völgyének, melynek folytatása az egykori Dobrunu gleccser, és az É-i futású Râul Mare (Sebesvíz) völgyének találkozásánál gyűjtöttük (12. ábra). Az LGM végmorénák magasságát a Gura Zlata völgyben 1030-1060 m magasságra teszik (Urdea 2000), de ezen fekvésű völgyekből még nincsenek kitétségi kor adatok. Mindegyik általam vizsgált minta magasságilag és helyzetileg a feltételezett LGM végmorénák magassága alatt helyezkedik el.

A mintavételi területen látható elkülönülő szinteket Urdea (2018) fluvio-glaciális teraszokként értelmezte. Mindkét terasz viszonylag sík felszínnel rendelkezett, melyeken több, egymástól elkülönülő, 2-3 m átmérőjű és ennél kisebb ~1 m-es, glaciális tömbök voltak azonosíthatók. A teraszok kialakításában főként a Râul Mare és a Gura Zlata patak vehetett részt. A nagyobb vízhozamú Râul Mare völgytalpának jelenlegi szintje ~770 m magasságban található a mintagyűjtési helyszín közelében. Az alacsonyabban fekvő terasz meredeken szakad a vízfolyás szintjére (12. ábra). A két fluvio-glaciális terasz között nem látható éles szintkülönbség.



12. ábra: A vizsgált szelvények és minták elhelyezkedése a Gura Zlata és Râul Mare völgyek találkozásánál (Sipos et al. (2018) alapján).

A begyűjtött 5 db minta közül 2 db (OSZ 1499; OSZ 1500) a magasabb teraszon, egy-egy nagyobb, a sík felszínen fekvő 2-2,5 m átmérőjű glaciális eredetű tömbök mellől lett gyűjtve, a tengerszint felett 800-810 m közötti magasságban. Az OSL minták mindkét esetben egy közettörmelékes, enyhén talajosodott, durvaszemcsés homokrétégből származnak, melyekben nagyobb ásványszemcsék is megfigyelhetők voltak (12. ábra).

Két további minta a (OSZ 1501; OSZ 1502) az előző helyszíntől lejjebb, 780-790 m közötti magasságban fekvő, szintén fluvio-glaciális teraszokként értelmezett felszín oldalfalából

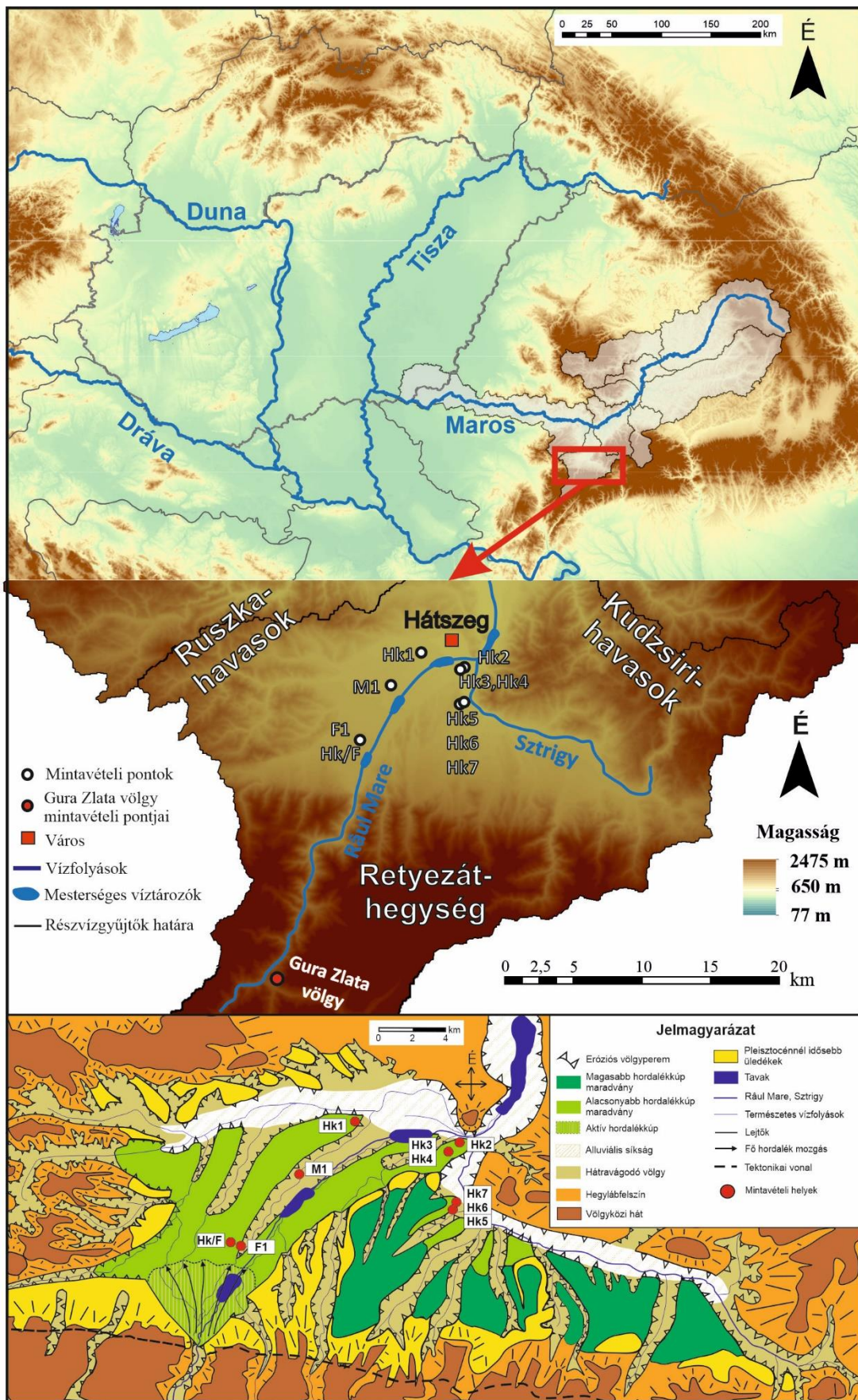
lett gyűjtve. Itt az OSL minták jóval nagyobb átmérőjű, 3-3,5 m-es glaciális eredetű tömbök alól kerültek begyűjtésre (12. ábra). A két völgy találkozásánál tömegmozgásos jelenségek is megfigyelhetők voltak, de ez a mintavételi helyeket nem érintette (12. ábra). A kiválasztott tömböket teljes térfogatukban durvaszemcsés homok, közettörmelékes sárgás színű réteg foglalta be, melyekben nagyobb görgetegek is megtalálhatók voltak (12. ábra).

Az ötödik minta (OSZ 1503) ugyanerről a szintről, de annak felszínéről, nagyjából ~790m tengerszint feletti magasságban került begyűjtésre (12. ábra). A felszínen már nem voltak láthatók az előzőkhöz hasonló méretű glaciális eredetű tömbök. Ellenben több kisebb, ~0,5 m átmérőjű görgeteg és szikla volt itt megtalálható. Az OSL minta egy közel 10 cm átmérőjű görgetegek közötti durva homokos üledékanyagból lett begyűjtve (12. ábra).

3.2.2. Hátszegi-medence

A Hátszegi-medence a Kárpátok egyik legnagyobb hegyközi medencéje. K-Ny-i irányú hossza megközelítőleg 45 km, míg É-D-i irányban közel 15 km kiterjedésű. Délről a Retyezát-hegység, nyugati irányban a Ruszka-havasok, míg keleten a Kudzsiri-havasok határolják. Kialakulása a kréta időszakra tehető a Déli-Kárpátok orogenezisének hatására, mely során a medence területén erőteljes süllyedés következett be, amelyről a több ezer méter vastagságú kontinentális molassz rétegek tanúskodnak (Willingshofer et al. 2001). A Déli-Kárpátok orogénje a felső-kréta Maastrichti korszaka során összeomlott (Willingshofer et al. 1999; 2001), ami egy extenziós medence kialakulásához, a felszín kitakaródásához, valamint metamorf (Szárkő, Retyezát-hegység) kupolák keletkezéséhez vezetett (Grigorescu 1992). Ezt követően a medence paleogén felemelkedésére került sor (Iancu et al. 2005). A medence D-i részén a Retyezát metamorf kupolájának lábánál éles perem látható mely a lemezek találkozási, szubdukciós-ütközési határán lévő tektonikai vonal (Csontos és Vörös 2004, Panaiotu és Panaiotu 2010) (13. ábra). A harmadidőszakban a medence süllyedéséről és a környező területek emelkedéséről, valamint tektonikai folyamatokról is vannak kőzettani bizonyítékok (Bojar et al. 2005).

Kudzsiri-havasok lábánál döntően felső-kréta kori tengeri üledékek találhatók, míg a Retyezát előterében található területek főként neogén eredetű üledékekből állnak (Vasil et al. 2011) (13. ábra). Itt a Râul Mare völgyzárjától K-re a folyásirányt végig követve a pleisztocén és holocén teraszok alatt kitakaródva késő-krétai kontinentális felhalmozódás (*Săintpetru formáció*) is megfigyelhető (Bojar et al. 2010, Melinte-Dobrinescu 2010) (13. ábra).



13. ábra: Hátszegi-medence geomorfológiai térképe és a kiválasztott mintavételi pontok elhelyezkedése.

A medence területéről összesen 18 db minta került begyűjtésre. Első körben a Retyezát lábától É-i irányba a Râul Mare mentén közel 12 km hosszan elterülő, alacsonyabb helyzetű hordalékkúpon gyűjtöttük be a mintákat, melyek helyzetét a területről készített geomorfológiai térkép alapján jelöltük ki (13. ábra). A Retyezátból érkező Râul Mare völgyeszájától egészen Hátszeg városáig a hordalékkúp lejtése ~11 m/km. A Râul Mare mellett több víztározót is létesítettek (13. ábra). A hordalékkúp csúcsához közel a vízfolyás egykori medre mellől ~410 m-es tengerszint feletti magasságban 2 db minta (F1) került begyűjtésre (13. ábra). A domborzati térkép alapján a vízfolyás hátravágódó völgye itt jól megfigyelhető (13. ábra). Ettől a mintavételi helytől Ny-ra, a mintegy 2 m-rel magasabbban húzódó magas ártéren fonatos medermaradványok voltak láthatók, innen további 1 db (Hk/F) mintát vételeztünk (13. ábra). Folyásirányban lefelé a vízfolyás meanderező jellegűvé alakul át, erről a szakasról további 1 db mintát gyűjtöttünk (M1) (13. ábra). Itt már mintegy 5 m-rel különül el egymástól a jelenlegi ártér és a hordalékkúp felszíne (13. ábra). A hordalékkúp disztális részén, az ott megfigyelhető teraszokon 4 db mintavételi pont lett kijelölve (Hk1, Hk2, Hk3, Hk4). Ezekről É-ra már egy alluviális síkság helyezkedik el (13. ábra). Itt a hordalékkúp közel 15-20 m-rel magasodik a síkság fölé.

Második körben egy a Sztrigytól balra húzódó szintén alacsonyabb hordalékkúpon gyűjtöttünk mintákat. Az itt található hordalékkúpok kialakításában főként a Retyezát É-i völgyeiből érkező kisebb vízfolyások vehettek részt (13. ábra). A helyszíneken lévő összes minta feltárásokból került begyűjtésre. Ennek a hordalékkúpnak a felszíne a Retyezát lábánál átlagosan 660 m-es magasságban volt megtalálható, esése a Sztrigy irányába ~41 m/km. Lejtésében a domborzat profil alapján több kisebb lezökenés, teraszfelszín is kirajzolódik. Az általunk választott legalsó szint magassága megegyezett a Râul Mare menti hordalékkúp magasságával (13. ábra). Az első minta a Sztrigy medrétől ~20 m-el magasabb teraszon helyezkedett el (tengerszint feletti magassága 350 m) a hordalékkúp K-i peremén. Itt egy kisebb völgyfalból nagyobb törmelékes kövek közül került begyűjtésre a Hk5 jelzésű minta. A folyó felé haladva a Hk6 pontban 1 db mintát (345 m tengerszint feletti magasságban) gyűjtöttünk szintén egy feltárásból. További 5 db minta, magasságilag az előzővel megegyező szintről szintén a Sztrigy bal partja mellől származik. Itt a Hk7 jelzésű pontban egy hordalékkúpra települt infúziós lösz réteget mintáztunk végig, mely a jelenlegi ártér szintje felett nagyjából ~10 m-es magasságban helyezkedett el.

3.2.3. A Középső-Maros fiatal teraszai

A Maros folyásirányát és mederdinamikáját a síksági szakaszon az Alsó-Tisza-vidék folyamatos süllyedése határozta meg (Kiss et al. 2015), míg középső és felső szakaszán az Erdélyi-medencét körülvevő hegyvonulatok differenciált kiemelkedése (Bendefy 1975, Berec és Gábris 2013). Az Erdélyi-medencétől az Alföldig tartó folyása mentén a folyó legalább a felső-pliocén óta követi a Déli-Kárpátok és az Erdélyi-középhegység közötti tektonikai vonalat (Molnár 2007). Sawicki (1912) korai kutatásai alapján ezen a szakaszon három teraszszintet különített el, amelyek értelmezésében a kora holocén, a felső- és az alsó pleisztocénhez tartoznak. Később Bendefy (1975) és Popp (1977) 5 db teraszszintet azonosított, amelyeket az alpi eljegesedésekhez, *günz*, *mindel*, *riss*, *würm* és a felső-pliocénhez soroltak. Mike (1991) szerint a legrégebbi három teraszszint az erózió miatt alig maradt fenn. Továbbá feltételezése szerint a 20-30 m magasságban lévő teraszok valójában *würm* formák, amelyek szinte az egész völgy mentén összefüggő sík területet alkotnak. Ezenfelül Mike (1991) a Maros erdélyi szakaszán egy ó-holocén teraszt is említ, amelynek legnagyobb része kavicsterasz és a hullámtér felett kb. 5-10 m magasságban helyezkedik el.

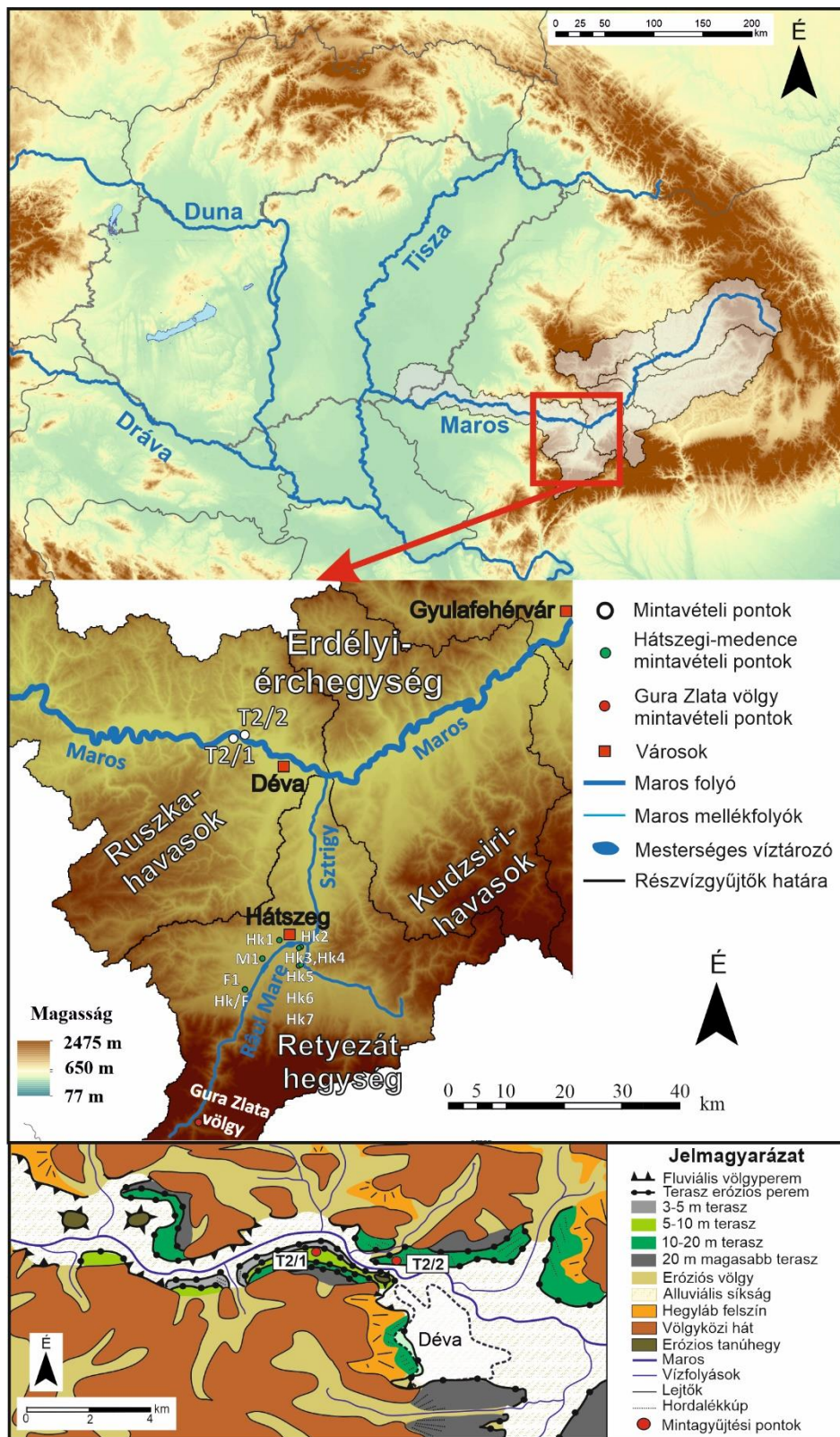
A Maros középső szakaszán, Déva városánál (14. ábra) a korábbi szerzőkhöz képest némileg részletesebb besorolást javasolnak *Harta geologică a R. S. România, Deva sc.* 1:50 000 térkép szerzői, ahol a teraszszinteket a jelenlegi árterület feletti relatív magasságuk alapján osztályozza. Így 8 db teraszszintet lehetett elkülöníteni, bár ezekhez nem rendeltek koradatokat.

A vizsgálati terület a Középső-Maros mentén, a Sztrigy torkolata alatt található. A Maros-völgy ezen szakasza az Erdélyi-középhegység és a Déli-Kárpátok érintkezési zónájában a dél-erdélyi törésrendszerhez igazodva alakult ki (Janovici et al. 1976, Iancu és Seghedi 2017).

A kiválasztott teraszok Déva városától ÉNy-ra helyezkednek el 300 és 310 fkm között (14. ábra). Itt a folyó völgye a 4-5 km-es szélességről 1-2 km-re szűkül. Ezen a szakaszon korábban több teraszt azonosítottak (14. ábra). A vizsgálatra kiválasztott teraszokat az 5-10 m kategóriába sorolták a 1:50 000 méretarányú *Harta geologică a R. S. România, Deva* térképen, míg Mike (1991) alapján ó-holocén korúak.

A két vizsgált terasz a folyó szemközti oldalán található és egymástól közel 2 km-es távolságra helyezkednek el. Egymáshoz viszonyított magasságkülönbségük 3-4 m. A jobb oldali magasabb terasz – amely *T2/2* jelölést kapta – abszolút tengerszint feletti magassága 190-192 m. A terasz keleti és nyugati részén kis mellékvízfolyások találhatóak, úgy mint a Certej patak (Csertés patak) és a Boholt patak (14. ábra). Mindkét vízfolyás kisebb hordalékkúpot is épített, melybe később bevágódtak. A folyásirányban légvonalban közel 3 km-rel lejjebb és a bal parton található alacsonyabb terasz – jelölése *T2/1* – abszolút magassága 186-188 m.

Mindkét terasz esetében a terepen megfigyelt eltérő rétegekből lettek az OSL minták begyűjtve. A *T2/2* terasz esetében összesen 7 db, míg a *T2/1* esetében 2 db minta kormeghatározása történt meg.



14. ábra: A vizsgált teraszok elhelyezkedései a Maros középső szakaszán és a terület geomorfológiai térképe.

4. Adat és módszer

4.1. Térképek összeállítása

4.1.1 Felszíni litológiai térképek

A közettani háttér és az OSL tulajdonságok közötti összefüggések feltárásához a Duna vízgyűjtőjéről felszíni litológiai térképet készítettem. A térkép alapjául Hartmann és Moosdorf (2012) által összeállított „Global Lithological Map Database v1.0” (GLiM) szolgált. Az általuk készített adatbázis a Föld felszínének közettípusait 1 235 400 poligon segítségével határolja le. A térkép méretaránya átlagosan 1:3 750 000 (területi súlyozással). Ezen felbontás mellett a Duna vízgyűjtőjének nagyobb litológiai egységei figyelhetők meg. A vízgyűjtő által lehatárolt területen az adatokat az ESRI ArcMap 10.4.1 programban 12 db különböző felszíni litológiai osztályban jelenítettem meg (10. ábra).

A Maros vízgyűjtő litológiai hátterének vizsgálatához és a főbb közettani egységek elkülönítéséhez az 1967-ben Romániáról készült 1:200 000 méretarányú *Harta geologică a R. S. României* térképszelvényeket vettem alapul. A szerkesztést a vízgyűjtőt teljes egészében lefedő, összesen 15 db térképrészlet összeillesztésével kezdtem. Az összeillesztés után a térképeket az ESRI ArcMap 10.4.1 programban georeferáltam, majd a térképen feltüntetett főbb közettani egységeket digitalizáltam. A részvízgyűjtők határait szintén ráillesztettem a térképre, majd ezen területekről különálló kivágatokat készítettem a későbbi részletesebb elemzésekhez. A teljes Maros vízgyűjtőt ábrázoló felszíni litológiai térképen összesen 31 db különálló közettípust különítettem el. Végül ezen egységek területi arányát is kiszámoltam a vizsgált rész és egész vízgyűjtőre vonatkoztatva.

4.1.2. Geomorfológiai térképek

A megfelelő mintavételi helyszínek kijelölése érdekében és a felszínfejlődés vizsgálatához a vízgyűjtőn elemzett Hátszegi-medence és Középső-Maros mentén húzódó teraszokról geomorfológiai térképet készítettem (13. és 14. ábra). Térképeim alapjául mindkét esetben, 25 m felbontású EUDEM (E50N20, v11) és SRTM térképek szolgáltak, amelyeket szintén az ESRI ArcGIS 10.4.1 programban dolgoztam fel. A Hátszegi-medence esetében az 1:200 000 méretarányú *Harta geologică a R. S. României* térképen elkülönített képződmények és a domborzatmodelleken látható, relatív magasságkülönbségek, lejtési viszonyok alapján különítettem el a különböző domborzati elemeket. A teraszok esetében a geomorfológiai térkép elkészítéséhez a területről készített részletesebb Román geológiai térkép, *Deva* 1:50 000 méretarányú részletét használtam fel. Ennek alapján az eltérő magassági szinteken lévő teraszgenerációkat is átvezettem. A térképen a vizsgált közel 36 km-es Maros folyószakasz, valamint a megmintázott teraszok hossz-szelvényeit az EUDEM felhasználásával grafikusán is ábrázoltam.

4.2. Mintagyűjtés

4.2.1. Szelvényleírás, mintagyűjtés szemcseösszetételi vizsgálatához

A mintavételi helyek kiválasztását előzetes térképezés segítette. Ahol lehetett természetes vagy mesterséges (útbevágás) feltárából, ha ilyen nem állt rendelkezésre, akkor pedig fúrás segítségével vizsgáltuk az üledékrégeket. A mintagyűjtést megelőzően, amennyiben az csak fúrás segítségével lehetett megoldani, elsőnek tájékozódó fúrást mélyítettünk. Ezen szelvények esetében ~10 cm-es közönként makroszkopikus jellemzést végeztünk. Feljegyeztük az üledék színét majd a domináns szemcsefrakciót melyet az agyag, iszap, homok és kavics típusokba soroltunk. Továbbá a szedimentológiai jellemzést, a rétegben megfigyelhető apróbb ásványszemcsék, törmelékek, esetleges mészkonkréciók, vas kiválások leírását is megtettük. A

rétegződés típusát (pl. keresztarétegzettség), és a rétegváltásokat is megállapítottuk. A szelvényekben így meghatározott különböző üledékek, rétegek az OSL minták gyűjtési helyének kijelölését segítették.

A teraszok esetében a szelvényben látott elkülönülő rétegsorokból további ~50 g üledéket is gyűjtöttünk a szemcseösszetételi mérésekhez. A későbbiekben ezáltal a rétegsor pontosítását tudtam elvégezni.

4.2.2. OSL mintagyűjtés

Az OSL mintagyűjtések során minden esetben törekedtünk arra, hogy minimum 200 g üledék kerüljön begyűjtésre. A környezeti dózisteljesítmény meghatározása céljából pedig az OSL minták közvetlen környezetéből nagyjából ~1 kg további plusz üledéket vettünk.

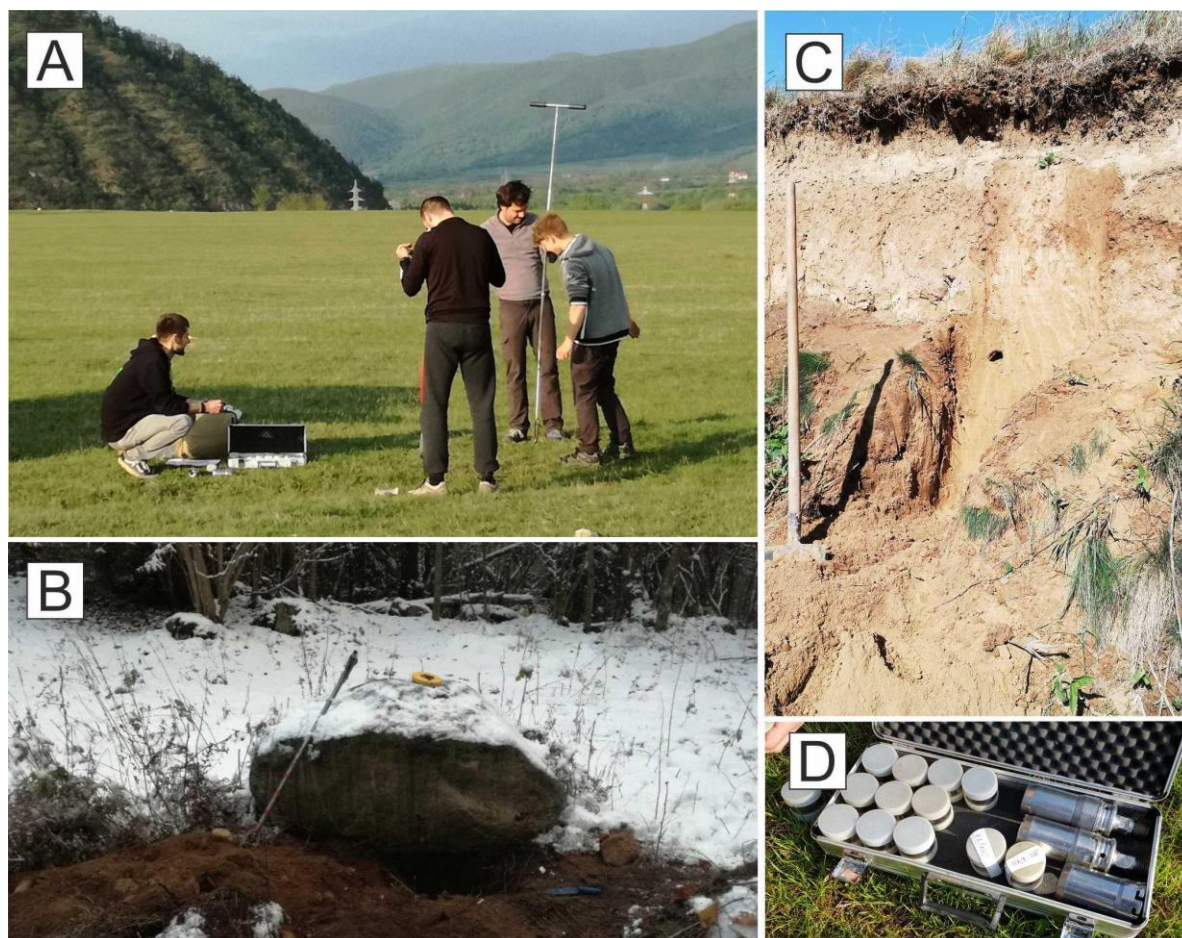


15. ábra: A recens mintavételi helyek közé tartoztak a zátonyok (A, Nagy-Küküllő) és az oldalzátónyok (B, Aranyos torkolata után). A mintavételt a legfelső, frissen lerakódott üledékből végeztük, spatulával (C), vagy műanyag cső (D) segítségével.

A recens üledékmintákat 2020. év októberében, az őszi kisvíz idején gyűjtöttük. Az előzetesen, a Maros alacsony vízállásánál készült műholdfeltételek alapján kiválasztott zátonyokon, homokpadokon végeztük a mintázást (15. ábra). Főként homokban gazdag üledékek gyűjtésére törekedtünk. A frissen lerakódott üledék tetején lévő agyagos-iszapos üledékrészt spatulával távolítottuk el. Amikor a homokos anyag tömött, vízesebb jellegű volt és nem mállott szét, úgy a spatula segítségével egy nagyjából 10 cm széles és 5 cm vastag üledékrészt gyűjtöttünk (15. ábra). Abban az esetben pedig amikor ez nem volt kivitelezhető az üledék szétesése miatt, akkor PVC csövet használtunk. A csövet az üledékanyagba beütve, majd azt onnan kiemelve végeztük az OSL mintagyűjtést. Segítségével egy maximum 5-10 cm-es vastag üledékrészt vettünk (15. ábra). Minden esetben törekedtünk arra, hogy a kiemelt minta a lehető legkevesebb időt töltsen a napfényen.

A geomorfológiai rekonstrukcióhoz kapcsolódó mintaterületek így a Retyezát-hegység Gura Zlata, Râul Mare völgye a Hátszegi-medence és a vizsgált teraszok esetében 2 db mintavételezési módszert alkalmaztunk. Szabadon álló feltárások esetében a kiválasztott

rétegekből Eijkelkamp-féle bolygatatlan talajmintavevő patronnal gyűjtöttünk mintát (16C,D. ábra). Ahol erre nem volt lehetőség, ott fúrásokat mélyítettünk. Minden esetben Eijkelkamp-féle kézfúróval, valamint az ahhoz tartozó bolygatatlan mintavevővel történt a mintagyűjtés (16. ábra). A Gura Zlata, Râul Mare völgyben közvetlenül a glaciális eredetű tömbök alól, illetve mellől történt a mintavételezés. A további mintaterületeken fúrásainkat a szelvényekben található durvább kavicsos üledékig igyekeztük mélyíteni. A tájékozódó fúrás során megállapított és előzetesen kiválasztott rétegekből OSL mintát gyűjtöttünk. A terepen begyűjtött OSL mintákat fénymentes zacskóba helyeztük.



16. ábra: Mintavételezés A) (Hátszegi-medence) és B) (Gura Zlata völgy) Eijkelkamp fúró segítségével, C) (Hátszegi-medence infúziós lösz szelvény) nyitott szelvény mintázása, D) Eijkelkamp-féle bolygatatlan mintavevő patronok.

4.3. Szemcseösszetételi vizsgálatok

A begyűjtött ~50 g mennyiségű üledéket tömegállandóságig szárítottam, ezután mozsár segítségével az anyagot enyhén porítottam. A szemcseösszetételi méréseket egy Fritsch MicroTech Analysette 22 típusú berendezés segítségével végeztem el. A szervesanyag és karbonát tartalom eltávolításának szükségessége vitatott, így ilyen irányú savas kezelések nem történtek (Beuselnick et al. 1998, Di Stefano et al 2010).

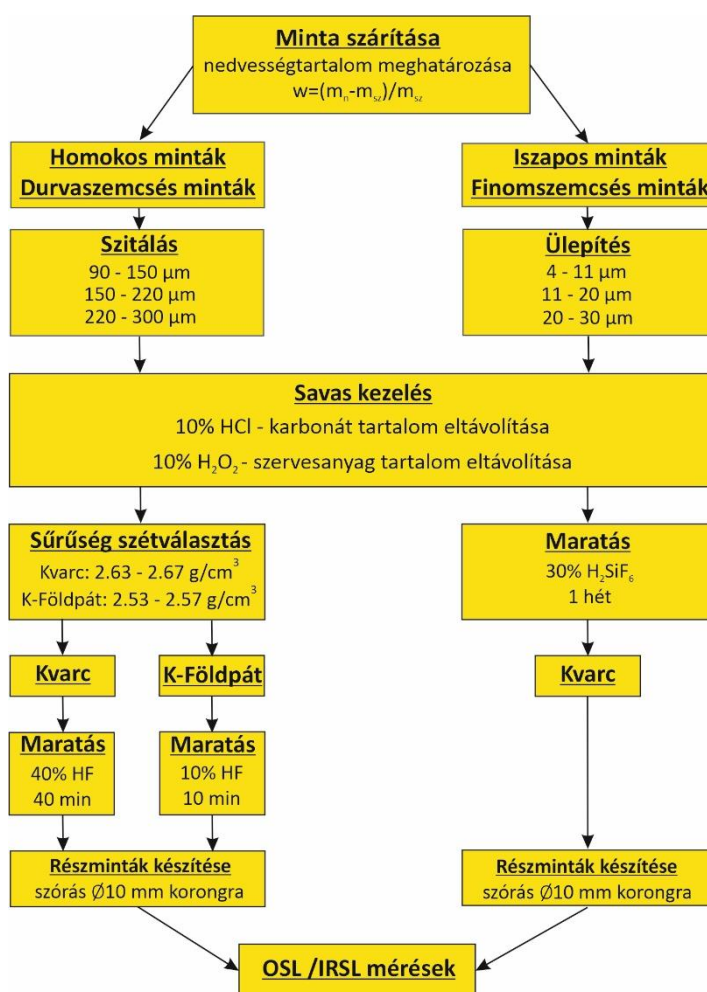
A műszerben két lineárisan polarizált He-Ne lézer található, piros (940 nm) és zöld (532 nm) hullámhossz tartományban. Minden minta mérésénél először a vízben szuszpenzált üledék homogenizálása történt. A berendezés ezt a lépést ultrahangos kezelés segítségével végezte el. A mérés során a mintát tartalmazó közegen áthaladó lézerfény szóródásából került meghatározásra a szemcseméret eloszlás (Kun et al. 2013). A méréseket minden minta esetében háromszor ismételtük. Az adott minta szemcseméretét 108 csatornára bontva, a három mérés

átlagából határozta meg a készülék (Fritsch 2006). A továbbiakban a szemeloszlásból számított D_{50} és D_{90} értékeket használtam.

A készülék mérési tartománya $0,08-2000 \mu\text{m}$ között van. Mivel a $T2/2$ terasz egyes rétegeiben ennél nagyobb szemcsék (kavicsok) is előfordultak, a szemcseméret eloszlást ez esetben szitálással is vizsgáltam. Ezen adatok segítségével pontosítottam a terepen megállapított szelvények leírását.

4.4. OSL minták laboratóriumi előkészítése

Az OSL minták feltárása sötét laborban, alacsonynyomású Na-lámpa fényénél történt. A lámpa közepes emissziós hullámhossza $\sim 590 \text{ nm}$. A közeli infravörös és infravörös hullámok kiküszöbölése érdekében a lámpát még egy Schott BG-18 típusú szűrővel is elláttuk. A minták feltárása során az ún. finomszemcsés és durvaszemcsés eljárást is alkalmaztam (17. ábra). A feltárási folyamat pedig főként Mauz et al. (2002) és Sipos et al. (2016) lépéseit követte.



17. ábra: Az OSL feltárási folyamat lépései különböző szemcseméretű minták esetében.

A minták patronokból való eltávolítása során, azok felső és az alsó részről egy közel 1 cm vastagságú réteg leválasztására került sor. Az így eltávolított rész nem használható az OSL kormeghatározáshoz, mivel fényhatásnak lehetett kitéve a gyűjtés során. A megmaradt üledékek a tömegmérést követően szárítószekrénybe kerültek, ahol 60°C -on tömegállandóságig szárítottam őket az *in situ* nedvességtartalom megállapításához (17. ábra).

A jelentősebb mennyiségű homokot tartalmazó minták esetében a feltárás során az ún. durvaszemcsés eljárást alkalmaztam. Ennek során szitákkal az anyagot $90-150$, $150-220 \mu\text{m}$,

valamint 220-300 μm közötti frakciókra választottam szét. Míg iszapos minták esetében az ún. finomszemcsés eljárással dolgoztam, ahol a 4-11 μm -es frakciót választottam le.

A megfelelő szemcseméret leválasztását követően minden minta esetében 10%-os hidrogén-klorid (HCl), valamint 10%-os hidrogén-peroxid (H_2O_2) kezelést alkalmaztam. Ezek célja a karbonát és a szervesanyag tartalom eltávolítása volt (17. ábra). A savas kezelések során az üledék mennyiségétől függően 10-30 ml reagenst alkalmaztam. A folyamatot többször ismételttem addig, amíg már nem volt reakció tapasztalható. A savmaradék eltávolítása, valamint a pH semlegesítése céljából a mintákat desztillált vízzel többször átmostam. A semlegesítést pH-méréssel ellenőriztem. Szükség esetén a vizes szuszpenziót 4 mol-os nátrium-hidroxid (NaOH) oldat csepegtetésével állítottam be a semleges tartományba.

A mérésekhez szükséges tiszta kvarc és káliföldpát mintákat, durvaszemcsés eljárás esetében, sűrűségük szerint választottam szét nátrium-politungsztánát (LST-Fastfloat) segítségével. A kvarcot 2,63 g/cm^3 és 2,67 g/cm^3 , míg a káliföldpátokat 2,53 g/cm^3 , és 2,57 g/cm^3 sűrűségű folyadék segítségével különítettem el (17. ábra). Az így kapott kvarc és káliföldpát szemcséket ezután hidrogén-fluorid (HF) kezelésnek vettem alá, a külső, α -sugárzással átjárt burok eltávolítása céljából (Zimmerman 1971). A kvarc minták esetében 45 perces 40%-os HF maratást alkalmaztam (17. ábra). Ezáltal nem csak a külső burok, hanem az esetlegesen megmaradt földpát szemcsék is nagy biztonsággal eltávolításra kerültek. Káliföldpátok esetében ezt a kezelést 10%-os HF-el és 10 perces várakozással végeztem el (17. ábra). Ennek oka, hogy erősebb, hosszabb idejű savvas kezelés a káliföldpát frakció teljes elmaratását okozhatja. Ezután mindkét ásvány esetében a minták megfelelő semlegesítése következett, melynek során a desztillált vízzel való átmosást egy 30 perces 10%-os HCl fürdő követte (17. ábra). Ezután megtörtént a pH-ellenőrzés és esetleges semleges tartományba való beállítása. A savas kezelések végső lépéseként a minták metanolos átmosása történt meg. Ezen kezelés a szemcsék összetapadását volt hivatott megakadályozni.

Legutolsó lépésként a minták ismételt szitálása következett, a csökkent méretű szemcsék leválasztása érdekében. Az így kapott kvarc mintákat az egyenértékdózis mérésekhez 1 cm átmérőjű acél, míg a káliföldpát mintákat 1 cm átmérőjű alumínium korongra szórtam. A minta szórásához különböző átmérőjű maszkokat alkalmaztam. A szemcsék elmozdulását megakadályozandó a korongokat Rüttsch típusú szilikon spray-el fújtam be. Az érzékenység mérésekhez a kvarc mintákat 1 cm átmérőjű acél csészékbe helyeztem. Mindegyik csészébe közel azonos mennyiségű, 6 mg anyagot tettem, a minta pontos tömegét analitikai mérleggel határoztam meg.

A finomszemcsés eljárás esetében a leválasztott 4-11 μm -es polimineralikus frakciót 1 hetes hexafluoro-szilícium (H_2SiF_6) kezelésnek vettem alá. Ezzel elérhető volt, hogy a földpátokat eltávolítsam a mintából. A kezelés során 370 mg mintát mértem ki centrifugacsövekbe, melyekhez egységesen 20 ml 30%-os H_2SiF_6 -ot öntöttem. 1 hét elteltével a mintákról leöntöttem a savat majd 20 ml 10%-os HCl-ot alkalmaztam a maradék H_2SiF_6 eltávolítása céljából (17. ábra). A következőkben a minták desztillált vizes átmosása és semleges pH-ra történő beállítása történt.

Az eljárás végén a savazott finomszemcsés mintákat 1 cm átmérőjű alumínium korongra ülepítettem. Ehhez olyan szuszpenziót készítettem, melybe 1 mg anyagra 125 μl mennyiségű desztillált víz jutott. Ebből 250 μl mennyiséget pipetáztam az egyes korongokra, melyekre így hozzávetőleg 2-2 mg mennyiségű minta került. A száradást követően a korongokon a mintából egy vékony filmréteg keletkezett.

4.5. OSL mérések

Az OSL méréseket egy RISØ TL/OSL-DA-20 típusú $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ béta sugárforrással rendelkező lumineszcens mérőműszerrel végeztem. A kvarc szemcsék stimulálása 470 nm hullámhosszúságú kék LED, míg a káliföldpátoké 870 nm-es infravörös LED segítségével történt. A keletkező lumineszcens fényt egy EMI ET9107 típusú fotonsokszorozóval

detektáltam, mely elé a kvarc minták mérése során Hoya U-340 szűrőt, míg a kálföldpát mérések során Schott BG-45 és Corning 7-59 szűrők kombinációját használtam. A mérések kiértékelése Analyst 4.57 szoftvercsomaggal történt. A statisztikai mutatók számítását, dózis eloszlás függvények, LM-OSL komponens felbontások készítését az RStudio 1.4.11 szoftverrel és az ahhoz fejlesztett „Luminescence” R script csomaggal végeztem el (Kreutzer et al. 2012).

4.5.1. OSL teszt mérések

Az egyenértékű dózis mérések előtt vizsgáltam mely hőmérsékleten legideálisabb a kvarc minták mérése (lásd 2.2.3. fejezetben). A mintaterületeken a különböző geomorfológiai helyzetű szelvények egy-egy kvarc mintáját vizsgáltam így. A durvaszemcsés mintákat ebben az esetben 6 mm-es átmérőjű maszk használatával szórtam acél korongokra.

1. táblázat: A kombinált előhevítési teszt mérési folyamata.

1. ciklus	2. ciklus	3. ciklus	4. ciklus	5. ciklus	6. ciklus
Optikai <i>kioltás</i> kék LED (125°C, 200s)					
<i>Pihentetés</i> (3000s)					
Optikai <i>kioltás</i> kék LED (125°C, 200s)					
<i>β-dózis</i> (pl. 3 Gy)	<i>β-dózis</i> (pl. 2 Gy)	<i>β-dózis</i> (pl. 4 Gy)	<i>β-dózis</i> (pl. 6 Gy)	<i>β-dózis</i> (0 Gy)	<i>β-dózis</i> (2 Gy)
<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés</i> csoportonként eltérő (180-260°C, 10°C/s)
<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)
<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (2 Gy)
<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)
<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>OSL mérés</i> kék LED (125°C, 40s)

A kombinált előhevítési teszthez egy adott mintából 35 db részmintát készítettem, melyeket 5 db egyenlő csoportba osztottam. A mérés legelső lépéseként az összes rész minta természetes jelének a kioltása/fakítása történt meg kék fény segítségével (1. táblázat). Ezt egy 3000 s-os pihentetés követte, ami biztosította a belső szerkezet relaxációját, esetleges maradék fototranszfer jelenségek végbemenetelét. A későbbi ismételt kioltás garantálta, hogy tényleg minden fényérzékeny csapda kioltására sor kerüljön a részmintákban (1. táblázat).

Az optikai kioltást követően a részmintákat egy ismert nagyságú β-dózissal sugároztam be. Az elkövetkezőkben ennek az ismert dózisnak a SAR pokollal történő visszamérése történt meg (1. táblázat), melyek során csoportonként más-más előhevítési hőmérsékletet alkalmaztam (180-200-220-240-260°C) (1. táblázat). Az eredményeket a SAR protokollnál korábban bemutatott kritériumrendszer alapján értékeltem (lásd. 2.2.3. fejezet). Végül azt a tartományt választottam, amelynél a fent említett paraméterek a legideálisabb értéket képviselték.

Mivel a földpát ásványok lényegesen lassabban oltodnak ki a kvarchoz képest, így magasabb lumineszcens jel maradhat bennük (pl. Godfrey-Smith et al. 1988, Buylaert et al. 2012, Smedley et al. 2019). Ez a jelenség pedig hangsúlyosan jelentkezhethet glaciális és fluvio-glaciális környezetben (King et al. 2013). A túlbecslés mértékének megállapítása érdekében a Retyezát-hegység völgyeiből gyűjtött minták kvarc és káliföldpát frakcióján is kioltási tesztekert hajtottam végre. Így megállapíthatóvá vált, hogy a földpátokból mért egyenértékdózisok mennyire becsülhetnek túl a kvarc frakcióból mért értékekhez képest. Továbbá összehasonlítottam a kvarc és káliföldpát ásványok kioltási ütemét is.

A mérésekhez 5 db mintacsoportot hoztam létre. Egy adott csoportban mindegyik mintából 10 db kvarc és káliföldpát rész minta szerepelt. A rész mintákat 2 mm átmérőjű maszk alkalmazásával szórtam korongokra. Az egyes csoportok eltérő időközöket töltöttek természetes napfényen, ugyanolyan időjárási körülmények között – felhőmentes, júniusi napsütés. Az időközök rendre 1 perc, 10 perc, 100 perc, 1000 perc, valamint 10000 perc voltak. A kezdeti kiindulási szint a mintákban, a természetes módon meglévő jel nagyság volt.

4.5.2. Az egyenértékdózis meghatározása

A kvarc minták egyenértékdózisának megállapításához a SAR protokollt alkalmaztam (Murray és Wintle 2000, Wintle és Murray 2006). A durvaszemcsés rész mintákat 2 mm átmérőjű maszk alkalmazásával szórtam a hordozó korongra, amelyre így ~200 db szemcse került (*multi-grain* módszer, továbbiakban MG). Mintánként – a feltárás során előállított kvarc mennyiségétől függően – minimum 48 db rész mintát állítottam elő. Néhány esetben az alacsony jelintenzitás és lumineszcens érzékenység miatt a 2 mm-es maszkot duplájára, 4 mm-re növeltem. Finomszemcsés minták esetében mintánként 12 db korongon történtek a mérések. Az OSL SAR méréseket a tesztek alapján kapott legoptimálisabb előhevítési hőmérsékleten végeztem, amely minden esetben 200-220°C között volt.

A káliföldpátok IRSL mérései esetében Buylaert et al. (2012) által leírt pIR₅₀IR₂₉₀ protokollt alkalmaztam az egyenértékdózis megállapításához. A mérések során egységesen 325°C-os előhevítés történt. Ezen protokollban a mélyebb csapdák stimulációja miatt a káliföldpátok rendellenes fakulásával nem kellett számolni (Thomsen et al. 2008). A pIR₅₀IR₂₉₀ mérésekhez mintánként minimum 12 db korongot készítettem, melyeket szintén 2 mm átmérőjű maszk alkalmazásával szórtam alumínium korongra.

A káliföldpátok korlátozott természetes kioltódása miatt azonban magasabb reziduális dózis maradhat bennük. Az esetlegesen jól kioltott szemcséket az MG módszer segítségével nem lehet jól elkülöníteni. Így korongonként 1-1 db káliföldpát szemcse külön mérését (*single-grain* módszer, továbbiakban SG) is elvégeztem (Krbetschek et al. 1997, Smedley et al. 2019). A szemcsék korongra applikálását lupe és szilikonozott tű segítségével tettem meg. Ilyen technikával mintánként 10 db rész mintát vizsgáltam, ezáltal igyekeztem megfigyelni a glaciális eredetű mintáknál, hogy az egyes szemcsék mennyire eltérő egyenértékdózszt képviselnek egy adott csoporton belül az összlet átlagolt eredményéhez képest. Az SG káliföldpát eredményeket ahol lehetett a jobban kioltódó kvarc eredményekhez viszonyítottam. Így az MG módszer esetén a szemcsék magasabb számából adódó esetleges statisztikai túlbecslés mértékét korrigáltam.

A SAR és pIR₅₀IR₂₉₀ mérések eredményeit a már említett kritériumok szerint válogattam le és ezek alapján határoztam meg egy minta egyenértékdózsát. Finomszemcsés minták esetén a mérések átlagát és standard hibáját (SE) számítottam ki. A durvaszemcsés minták esetén a kapott eredmények eloszlását az RStudio programban értékeltem és OD, ferdeség, csúcosság értékeket számoltam. A fenti mutatókat felhasználva és Arnold et al. (2007), valamint Galbraith és Roberts (2012) ajánlásait követve meghatároztam az adott eloszlás legjellemzőbb értékét, valamint, hogy milyen kormodell alkalmazásával érdemes kiszámítani az egyenértékdózszt. Munkám során két kormodell alkalmaztam. Az egyik a centrális kormodell (továbbiakban CAM), a másik a minimum kormodell (MAM) (Galbraith et al. 1999). Segítségükkel olyan nem normál eloszlások legvalószínűbb értékei is meghatározhatók.

4.5.3. A lumineszcens érzékenység mérése

A lumineszcens érzékenység elemzéséhez csak durva szemcseméretű kvarcot használtam fel. A kezdeti mérések során, ahol a módszert, a mérési protokollt, valamint a kárpát-medencei fluvialis kvarcsejtszémcsék érzékenységét hasonlítottam össze, csak 90-150 μm -es szemcsenagyságot alkalmaztam. A további vizsgálati területeken is igyekeztem ezen szemcseméretet végezni a méréseim, de több esetben kénytelen voltam ettől eltérő, 150-220 μm ; 220-300 μm vagy esetenként pedig, 90-300 μm -es mérettartományt is alkalmazni.

A mérésekhez szükséges mintamennyiség előzetes becslésekor döntő szempont volt, hogy Tóth et al. (2017a) megfigyelései alapján a dunai eredetű kvarcsejtszémcsék esetében a mérések több mint 60-70%-ban nem lehetett az OSL jeleket megkülönböztetni a háttértől. Méréseiben 2 mm átmérőjű maszk segítségével szórt korongokat használt, ami nagyjából 200 db szemcse egyidejű mérését jelentette. A csészékbe ezért ennél egy nagyságrenddel nagyobb mennyiségű minta szórása volt indokolt. Az érzékenység mérésekhez így 6 mg mintát használtam fel, ami ~2000 db szemcsével egyenértékű. Így megbízható nagyságú lumineszcens jelet lehetett detektálni a részmintákból. A kimért minták tömegét analitikai mérleg segítségével ellenőriztem melynek pontossága $\pm 0,1$ mg volt. Ezt a lépést az adatok későbbi direkt összehasonlításához szükséges tömegnormalizáció indokolta. A 6 mg-os mintamennyiség további előnye, hogy a csészékben könnyen elosztható volt, így a szemcsék nem takarták ki egymást, azaz minden szemcse megközelítőleg azonos kezelést kapott. A 150-220 μm , 220-300 μm szemcseméret esetén szintén a 6 mg mintamennyiséget alkalmaztam, ami még mindig nagy számú, közel 1000 db szemcsét jelentett csészénként.

A vizsgálataimhoz alkalmazott részminták optimális számának meghatározása érdekében lépésről lépésre növeltem a vizsgált részminták számát. Az első vizsgálatok során 3-6 részmintát vettem alá érzékenységi méréseknek, majd a részminták számát fokozatosan 48-ra növeltem. Így felmérésre került, hogy miként befolyásolja az érzékenységi értékek eloszlását a részminták számának növekedése. A későbbiekben, az érzékenység mérésekhez az így megállapított optimális részmintaszámot alkalmaztam (18. ábra).

Az érzékenységi paramétereket CW-OSL, LM-OSL, valamint a 110°C-os TL csúcs mérésének segítségével határoztam meg. Minden technika esetében 24 Gy dózissal adott jelválaszt vizsgáltam (18. ábra). A CW-OSL és TL érzékenység meghatározását ugyanazon részmintákon végeztem el, míg az LM-OSL méréséhez friss részmintákat használtam. A lumineszcens érzékenységi vizsgálatok során minden egyes minta esetében egységes, 210°C-os előhevítési hőmérsékletet és 160°C-os pillanathevítési hőmérsékletet alkalmaztam a mérések összehasonlíthatóságának javítása érdekében (2. táblázat).

A 110°C-os TL csúcs már szobahőmérsékleten is képes fakulni a kvarc ásványban, ráadásul a fakulás mértéke mintaként eltérő (Aitken 1985, Vandenberghe 2004). Ez a hatás megnehezítheti az eredmények direkt összehasonlítását. Ebből kifolyólag az alkalmazott érzékenységi mérések „*egyidejű mérési üzemmódban*” (*at the same time*) kerültek kivitelezésre. Így a besugárzás és a mérés között minden rész minta esetében ugyanannyi idő telt el. A mérések végére beiktatásra került egy infravörös stimuláció is, mely a földpát tartalmat volt hivatott ellenőrizni (Duller 2003) (2. táblázat).

2. táblázat: CW-OSL és TL 110°C csúcs érzékenységi és érzékenyülési paramétereinek mérési protokollja.

1. ciklus	2.-10. ciklus ¹ 2-5. ciklus ²	11. ciklus ¹ 6. ciklus ²
Optikai <i>kioltás</i> CW-OSL kék LED (125°C, 200s)		
<i>Pihentetés</i> (3000s)		
Optikai <i>kioltás</i> , CW-OSL kék LED (125°C, 200s)		
<i>β-dózis</i> (24 Gy)	<i>β-ózis</i> (24 Gy)	<i>β-ózis</i> (24 Gy)
<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)
<i>CW-OSL "alap érzékenység" mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>CW-OSL érzékenység mérés</i> kék LED (125°C, 40s)	<i>CW-IRSL</i> IR LED (50°C, 100s)
<i>β-teszt dózis</i> (0 Gy)	<i>β-teszt dózis</i> (0 Gy)	<i>CW-OSL</i> kék LED (50°C, 100s)
<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	
<i>CW-OSL kioltás</i> kék LED (125°C, 100s)	<i>CW-OSL kioltás</i> kék LED (125°C, 100s)	

¹ Mérés ciklusok száma a kárpát-medencei összehasonlító vizsgálatok kapcsán. ² Mérési ciklusok száma a Maros-vízgyűjtőn elvégzett vizsgálatok kapcsán.

A CW-OSL és 110°C-os TL érzékenységi paraméterek mérése és meghatározása Zheng et al. (2009) és Nian et al. (2019) protokolljait követte. Mindazonáltal ezeket a protokollokat több helyen módosítva használtam fel. Hasonlóan az előhevítési tesztekhez, a természetes lumineszcencia eltávolítása, kék LED stimulációval történt (2. táblázat). A kioltást követően minden részmintát azonos 24 Gy β-dózissal sugároztam be, majd 210°C-os előhevítés után rögzítettem a lumineszcensválaszt (18. ábra, 2. táblázat).

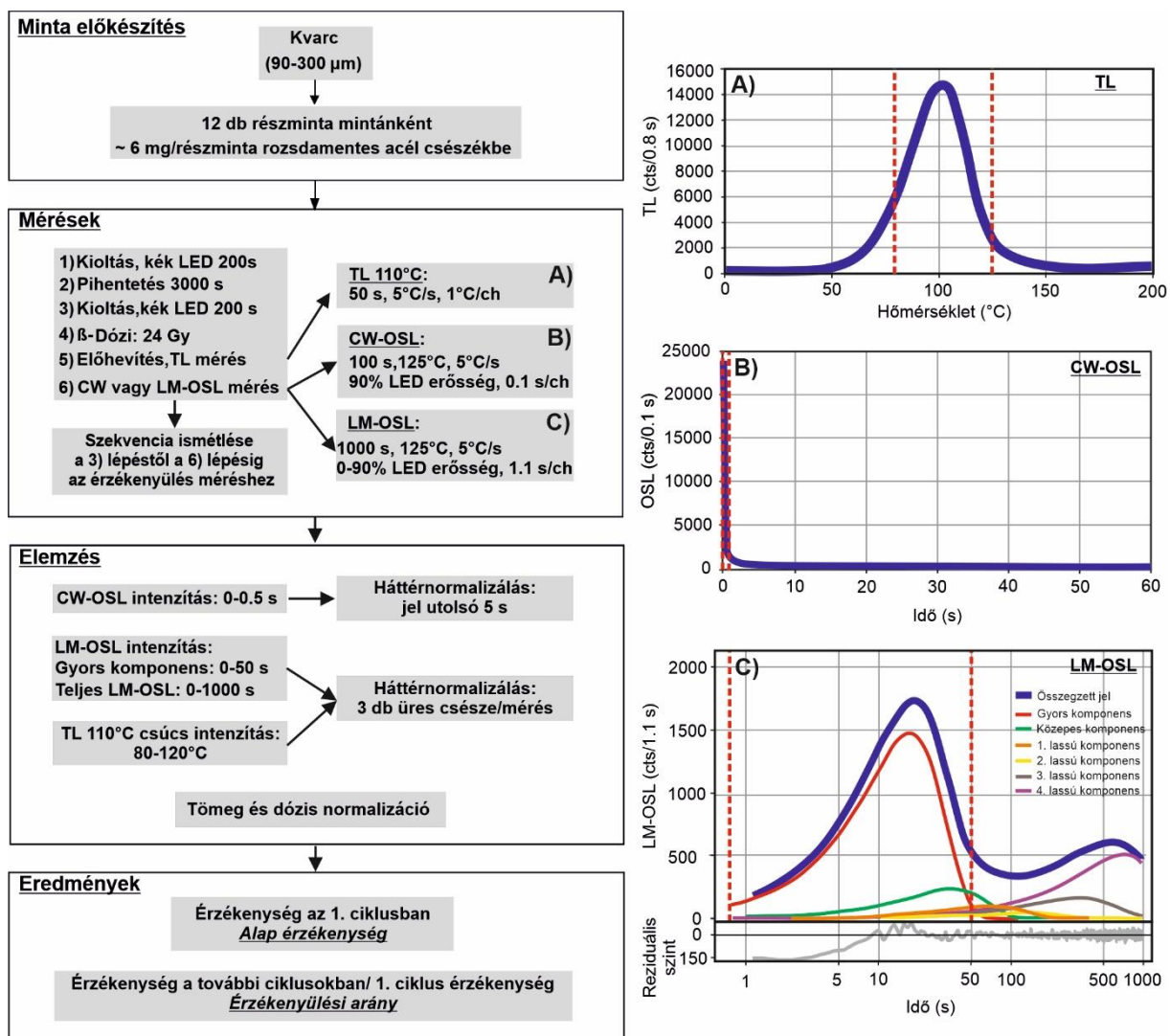
CW-OSL esetén az érzékenységi értéket a lecsengési görbe első 0,5 s-os jelválaszából határoztam meg mivel ezen jeltartományból kerül az egyenértékű dózis is meghatározásra a SAR protokollban (Wintle és Murray 2006; 2008; 2017) (18. ábra). A háttérrel a lecsengési görbe utolsó 5 s-ból nyertem. Az így kapott eredményeket ezután minden rész minta esetében a minta tömegével és a besugárzott dózissal normalizáltam (18. ábra). Az érzékenység mérése után egy 0 Gy nagyságú teszt dózist is alkalmaztam, valamint egy 160°C-os pillanathevítést és egy ismételt kék LED-es mérést, hasonlóan a SAR protokollhoz (2. táblázat). Ezen lépésekkel a rész minta rekuperációs értékét, esetleges transzfer hatásokat vizsgáltam, valamint az ismételt CW-OSL megvilágítással a teljes csapdarendszer kioltását végeztem.

A TL 110°C-os intenzitást az előhevítés közben rögzítettem. Mivel a 110°C-os TL csúcs néha alacsonyabb hőmérsékleten is megjelent, egységesen 80-120°C-os hőmérsékleti ablakot alkalmaztam az érzékenység meghatározásához. A háttérrel ebben az esetben vak minták, üres csészék mérésének segítségével állapítottam meg (18. ábra).

Az LM-OSL mérések során a LED intenzitását 1000 s alatt növeltem 0-ról 90%-ra (18. ábra). A keletkező lumineszcens fény 1,1 s-ként került regisztrálásra. A háttér normalizációhoz szintén vak mintákat használtam (18. ábra). A LM-OSL görbéket Jain et al. (2003) és Singarayer és Bailey (2003) nyomán bontottam komponensekre az RStudio szoftver, „Luminescence” R script-csomag segítségével (Kreutzer et al. 2012). A kapott komponensek

beazonosítására Choi et al. (2006b), valamint Durcan és Duller (2011) eredményeit is felhasználtam.

A további összehasonlításokhoz három érzékenységi paramétert számítottam az LM-OSL mérési eredményekből. A gyors komponens intenzitását az LM-OSL lumineszcens görbe első 50 s tartománya alapján adtam meg (18. ábra). Ez az időintervallum megfeleltethető a CW-OSL esetén vizsgált jelrésznek. A teljes LM-OSL görbe jeléből szintén meghatároztam egy érzékenységi paramétert. Végezetül pedig a gyors komponens százalékos részarányát is meghatároztam, a teljes LM-OSL érzékenységhez viszonyítva.



18. ábra: Érzékenységi mérések és számítások menete. Az intenzitás görbék azon szakaszát, amelyekből az érzékenységi értékek meghatározásra kerültek piros szaggatott vonallal határoltam.

3. táblázat: Az LM-OSL érzékenység és az érzékenyülési paraméter mérési szekvenciája.

1. ciklus	2.-5. ciklus ¹ 2.-3. ciklus ²	6. ciklus ¹ 4. ciklus ²
Optikai <i>kioltás</i> CW-OSL kék LED (125°C, 200s)		
<i>Pihentetés</i> (3000s)		
Optikai <i>kioltás</i> , CW-OSL kék LED (125°C, 200s)		
β -dózis (24 Gy)	β -dózis (24 Gy)	β -dózis (24 Gy)
<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)	<i>Előhevítés, 110°C TL csúcs mérése</i> (210°C, 10°C/s)
<i>LM-OSL "alap érzékenység" mérés</i> kék LED (125°C, 1000s)	<i>LM-OSL érzékenység mérés</i> kék LED (125°C, 1000s)	<i>CW-IRSL IR LED (50°C, 100s)</i>
β -teszt dózis (0 Gy)	β -teszt dózis (0 Gy)	<i>CW-OSL, kék LED (50°C, 100s)</i>
<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	<i>Pillanathevítés</i> (160°C, 5°C/s)	
<i>CW-OSL kioltás</i> kék LED (125°C, 100s)	<i>CW-OSL kioltás</i> kék LED (125°C, 100s)	

¹ Mérés ciklusok száma a kárpát-medencei összehasonlító vizsgálatok kapcsán. ² Mérés ciklusok száma a Maros-vízgyűjtőn elvégzett vizsgálatok kapcsán.

A későbbi összehasonlító elemzésekhez minden érzékenységi paraméter esetében az 1. ciklusban mért és számított normalizált érzékenységek átlagát vettem az adott minta „*alap érzékenységi értékének*” (cts/mg/Gy) (18. ábra, 2. és 3. táblázat).

A minták laboratóriumi érzékenyülésének meghatározása céljából a fent említett besugárzási és mérési procedúrát többször ismételttem (2. és 3. táblázat). A CW-OSL és TL-110°C érzékenyülést a Kárpát-medencére vonatkozó összehasonlító mérések esetében 9 db, míg a Maros-vízgyűjtőre vonatkozó geomorfológiai vizsgálatok esetében 4 db mérési cikluson keresztül vizsgáltam (2. táblázat). Az LM-OSL érzékenyülést a Maros folyó mentén gyűjtött recens minták esetében 4 db, míg minden további mintaterületen 2 db ciklus segítségével vizsgáltam (3. táblázat). A teszt eredmények alapján ugyanis a kezdeti tendencia is elégséges a gyors és további komponensek változásainak vizsgálatára. Minden ciklusban a fent részletezett módon meghatározásra került az adott minta érzékenységi értéke. Az érzékenységváltozás nagyságának jellemzésére az első, valamint az utolsó ciklusban számított érzékenységi paraméter hányadosát az ún. „*érzékenyülési arányt*” alkalmaztam (18. ábra). A változás tendenciájának feltárásához az egyes ciklusokban mért eredményekre illeszthető trendvonal meredekségét vizsgáltam és ez alapján kategóriákat képeztem.

4.5.4. A dózisteljesítmény meghatározása

A dózisteljesítmény méréséhez az OSL minta környezetéből gyűjtött üledékanyagot tömegállandóságig szárítottam, majd mozsárral homogén állagúvá porítottam. Az így kapott anyagot mennyiségtől függően 450 cm³ vagy 240 cm³-es marinelli mérőedénybe töltöttem, melyet ezután légmentesen lezártam. A következő lépésben a mintákat minimum 21 napig állni hagytam, hogy beállhasson a szekuláris egyensúly. A pihentetés után került meghatározásra a radioaktív bomlási sorokhoz tartozó ²²⁶Ra, ²³²Th leányelemek, valamint a ⁴⁰K fajlagos

aktivitása (Bq/kg). A mérésekhez egy Canberra XtRa típusú Coaxialis germánium detektoros gamma-spektrométert használtam. A széles mérési tartománnyal (3keV-10MeV) rendelkező detektorral a ^{210}Pb fajlagos aktivitása is meghatározható, melynek ^{226}Ra -val történő mennyiségi összehasonlítása lehetővé teszi a bomlási sor egyensúlyának hosszabb távú vizsgálatát is. A kapott fajlagos aktivitás értékekből Liritzis et al. (2013) konverziós faktorait felhasználva határoztam meg az ^{238}U , ^{232}Th és ^{40}K izotópok koncentrációját (ppm). Az elemzésekhez a gamma spektrométerhez tartozó Genie 2000-es szoftvert használtam. A nélkülözhetetlen energia és hatásfok kalibrációkat, valamint a háttérmerést előzetesen elvégeztük.

A kozmikus dózisteljesítményt a minták földrajzi helyzete alapján számítottam ki Prescott és Hutton (1994) képlete alapján.

Az utolsó fontos tényezőnek, a nedvességtartalomnak a nagyságát *in situ* módon a laborban a minták feltárása során első lépésben megmért nedvességtartalom és száraz tömeg alapján számoltam. Minden esetben 5%-os relatív hibát alkalmaztam ez eredményeknél.

Mivel a finomszemcsés minták esetében az α -sugárzás hatásától nem lehet a mérés során eltekinteni így a dózisteljesítményével is számolni kellett. Egységnyi α -sugárdózis besugárzása azonban jóval kisebb intenzitású lumineszcenciát idéz elő, mint a vele egyenértékű β -sugárdózis, azaz szükség van az α -hatásfok meghatározására. Ennek értékét az általam is használt 4-11 μm -es frakció esetében $0,04\pm 0,02$ -nek mérték, így ezzel az irodalmi értékkel kalkuláltam (Mauz et al. 2006). Káliföldpát mintáknál az ásványok belső szerkezetébe beépült ^{40}K további dózisteljesítményét szintén szakirodalmi adatok alapján $12,5\pm 0,5\%$ -nek vettem (Huntley és Baril (1997). Egy adott minta teljes dózisteljesítményét a fenti adatokból a DRAC (Dose Rate and Age Calculator) program segítségével számítottam ki (Durcan et al. 2015).

5. Eredmények

Kutatásaim eredményeinek ismertetését a négy nagyobb folyó kvarcainak lumineszcens érzékenység eredményeinek összehasonlításával kezdem, melyet a Maros vízgyűjtőjén folyásirányban gyűjtött minták reziduális és érzékenység jellemzőinek bemutatása követ. Az ezen vizsgálatok során megalkotott és tesztelt lumineszcens mérési protokollt, valamint az érzékenységre vonatkozó megállapításokat a többi területen, már az üledékek lumineszcens korának értelmezésében és a környezeti rekonstrukciójában használom fel.

A lumineszcens kor és érzékenységi eredmények esetében a standard hibát (SE), míg az érzékenységi eredmények esetében a szórást is feltüntettem (SD) az összegző táblázatokban.

5.1. Különböző területekről származó fluviális üledékek lumineszcens tulajdonságainak összehasonlítása

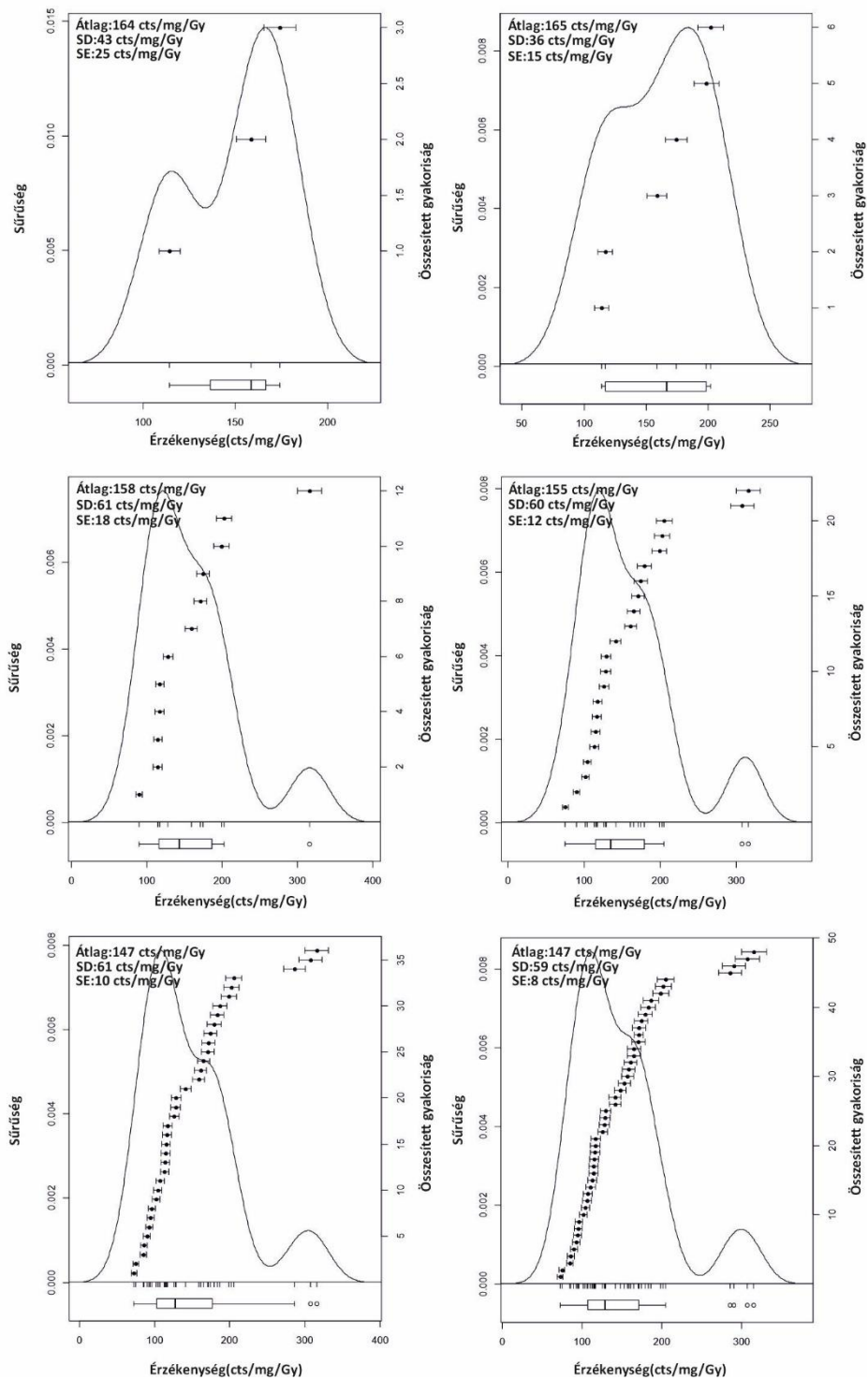
5.1.1. Optimális részmintaszámok meghatározása

Az előzetes összehasonlító mérések alapján a 3 és 6 db részmintából számított CW-OSL érzékenységi értékek igen nagy standard hibával és szórással rendelkeztek (19. és 20. ábra). Ezért a részmintaszámok fokozatos növelésével megvizsgáltam hogyan változnak ezen értékek. Területenként 3-3 mintát vizsgáltam így.

A részminták növelésével az eredmények azt mutatták, hogy az eloszlási görbék alakja is jelentősen megváltozhat (19. és 20. ábra). A vizsgált minták közül 2 db esetében a negatív ferdeség pozitívrá változott, amikor a mérésbe bevont korongok számát 12-re növeltem (19. ábra). Ugyanakkor az átlagértékek ebben az esetben is még az előző, kisebb részmintáknál látott standard hiba határán belül maradtak (19. és 20. ábra).

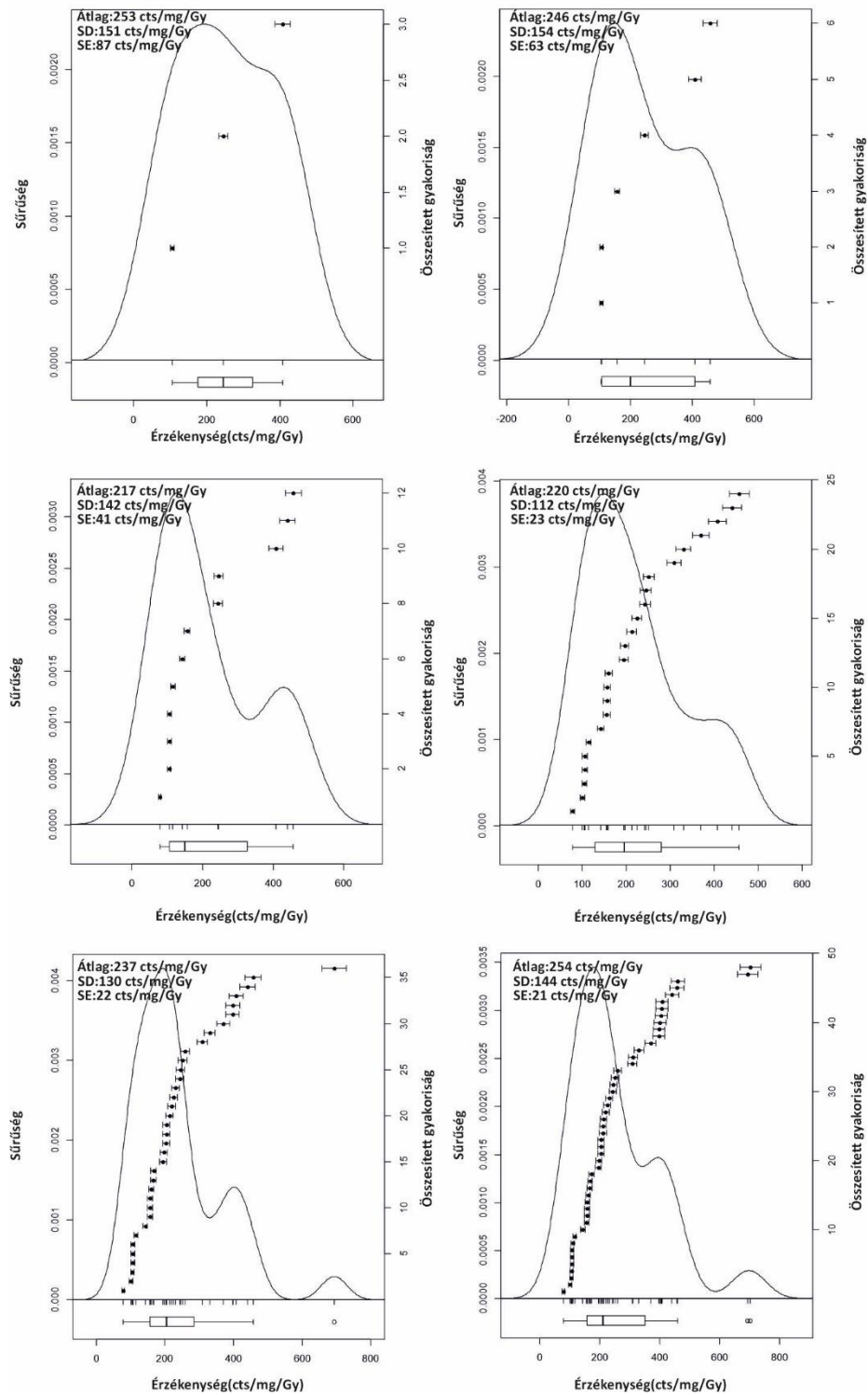
Az átlagértékek tekintetében 12 db rész minta után jelentős változás nem volt megfigyelhető. Ezen szám felett az átlagértékek viszonylag stabilak. A megállapítás alól csak az OSZ 1005 minta alkotott kivételt (20. ábra). Ebben az esetben azonban néhány nagyon érzékeny rész minta is megjelent amikor a mérések számát 36-ra, illetve 48-ra emeltem.

Elmondható, hogy a standard hiba és szórás értékek 12 db rész mintáig csökkennek. A vizsgálatok során ezen értékek, 12 rész minta után vagy stabilak maradtak, vagy néhány esetben növekedtek (19. és 20. ábra). Így a tesztek során az érzékenységi értékek standard hibáját és szórását nem lehetett jelentősen csökkenteni a rész mérések számának növelésével. Következésképpen a mérési idő és a mintamennyiség optimalizálása, valamint a minták összehasonlíthatósága szempontjából is megfelelő kompromisszumnak tűnt a 12 db rész minta alkalmazása.



19. ábra: CW-OSL érzékenységi eredményeinek eloszlása, OSZ 618 (Maros) minta esetében, a részminták 3-ról 48 db-ra történő növelése során.

A teszt mérések során a részmintaszám növelésével az is megfigyelhető, hogy az érzékenységi értékek nem mutatnak normál eloszlást, ahogy az egyébként várható lenne. Inkább olyan pozitívan ferde egyenértékdózis eloszlásához hasonlítanak, ami nem megfelelően kioltott mintákra jellemző (19. és 20. ábra). Ezenfelül néhány részeredmény kiemelkedően magas érzékenységi értékeket mutatott, ami utalhat az ún. „szuper lumineszcens szemcsék” jelenlétére néhány korongon (Arnold et al. 2016) (20. ábra). Ha azonban ezeket a kiugró adatokat figyelmen kívül hagyjuk, akkor is egyértelmű a pozitív ferdeség, ami összefüggésben lehet a kvarc szemek változó természetes dózis abszorpciójával, ami viszont hatással lehet az egyenértékdózisok eloszlására is. Ez a megfigyelés azonban további vizsgálatokat igényel.



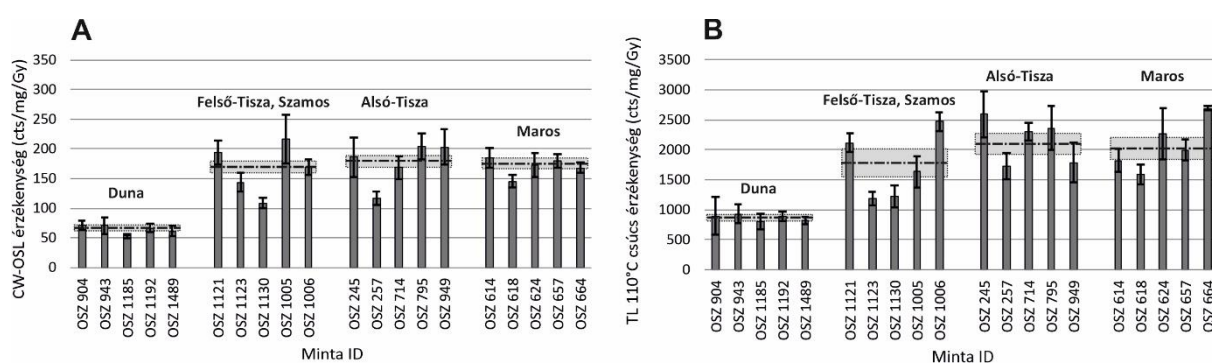
20. ábra: CW-OSL érzékenységi eredményeinek eloszlása, OSZ 1005 (Szamos) minta esetében, a részminták 3-ról 48 db-ra történő növelése során.

5.1.2. CW-OSL és 110°C TL csúcs érzékenységek összehasonlítása

Azon minták esetében, amelyeknél a tesztmérések során 48 db részmintát mértem, az érzékenységi értékeket random módon kiválasztott 12 db eredményéből számoltam, melyből nem kerültek kizárása a fent említett esetleges „szuper lumineszcens szemcsékkel” rendelkező korongok. Ezt az eljárást a később mért minták esetében alkalmazott részmintaszám (12 db), és az azokkal történő összehasonlíthatóság indkolta.

A kapott CW-OSL eredmények közel 10-20%-os relatív hibával és közel 20-50%-os szórással rendelkeznek (4. táblázat). Ezen adatok figyelembevételével a vizsgált régiók tekintetében a Dunához és Maroshoz kapcsolható kvarcsezemcséknél figyelhető meg a legegyszerűsebb eloszlás 5% körüli relatív standard hibával, míg a Tiszához köthető minták esetében ez az érték 10% körüli.

A számolt regionális átlagokat figyelembe véve a dunai üledékek $64,4 \pm 3,9$ cts/mg/Gy átlagos lumineszcens érzékenységgel egyértelműen elkülöníthetők a többi terület mintáitól (21A. ábra). Ez az érték a többi regionális átlagérték körülbelül egyharmada. A többi vizsgált folyó esetében azonban az átlagok alig különülnek el egymástól. A Szamos esetén ugyan valamivel magasabb, 193 ± 22 cts/mg/Gy értéket kaptam, de ez sem tér el jelentősen, a Maros 167 ± 9 cts/mg/Gy és az Alsó-Tisza 176 ± 11 cts/mg/Gy eredményeitől, mivel hibahatáron belül található. A felső-tiszai minták átlaga (148 ± 11 cts/mg/Gy) a legalacsonyabb a kárpáti vízgyűjtővel rendelkező vízfolyások közül, de még így is jóval magasabb, mint a dunai érték.

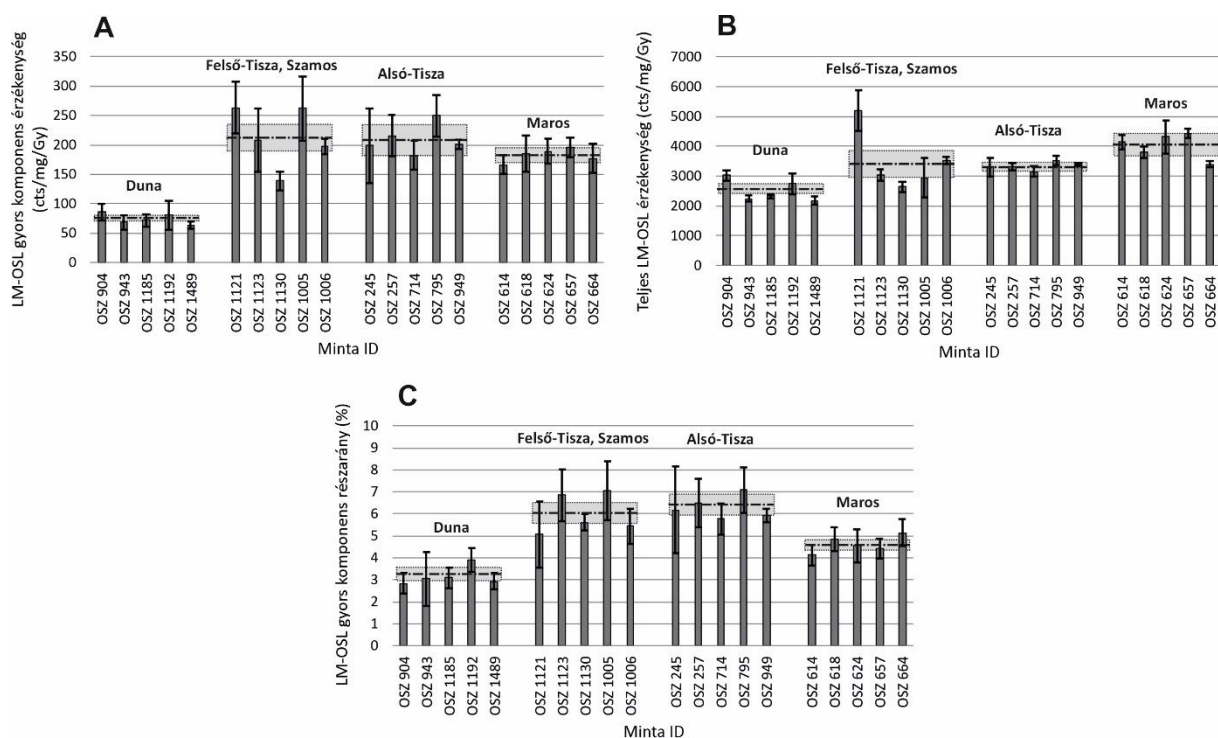


21. ábra: (A) A CW-OSL és (B) a TL alap érzékenységi eredmények oszlopdigramjai. A regionális átlagértékeket szaggatott vonal, az átlagok standard hibáját pedig sávok jelölik.

A 110°C-os TL csúcs érzékenységi eredményei általában jól követik a CW-OSL eredményeket (21. ábra). Megfigyelhető, hogy a dunai eredetű kvarcsezemcsék regionális értéke ez esetben is szignifikánsan, közel 40%-al alacsonyabb, mint a többi folyó üledékeinek eredménye. A Szamos, a Tisza és a Maros a TL érzékenységi eredmények tekintetében sem mutatnak jelentős különbségeket egymáshoz viszonyítva.

5.1.3. LM-OSL érzékenységi paraméterek összehasonlítása

Általában mind az 5 db komponenst (gyors, közepes és 3 db lassú) azonosítani lehetett a minták vizsgálata során. Az Alsó-Tisza üledékéből származó OSZ 714 minta esetében 12 db részmintából 4 db esetében az OSL mérések szempontjából előnytelen ultragyors komponens is kimutatható volt. További minták vagy részminták esetében azonban ez nem volt látható. A gyors komponensekből számított érzékenységi értékek jobban igazodnak a CW-OSL mérések eredményeihez, mint a TL 110°C csúcs eredményekhez (4. táblázat). Kis mértékű eltérés, hogy a CW-OSL értékekkel összehasonlítva, az LM-OSL gyors komponens érzékenység érték a Tisza esetében kissé magasabb, mint a Maros eredménye (22. ábra). Következésképpen az üledékek pusztán ezen paraméter alapján történő megkülönböztetése csak a Dunához kapcsolható kvarc esetében lehetséges. A regionális átlagok hasonlósága és a kapott hibaértéke miatt a többi folyó üledékes kvarc frakciója nem különíthető el egymástól (22. ábra).



22. ábra: Az LM-OSL technikával mért és abból számolt érzékenység paraméterek: (A) LM-OSL gyors komponens, (B) teljes LM-OSL érzékenység, (C) gyors komponens részaránya. A regionális átlagértékeket szaggatott vonal, az átlagok standard hibáját pedig sávok jelölik.

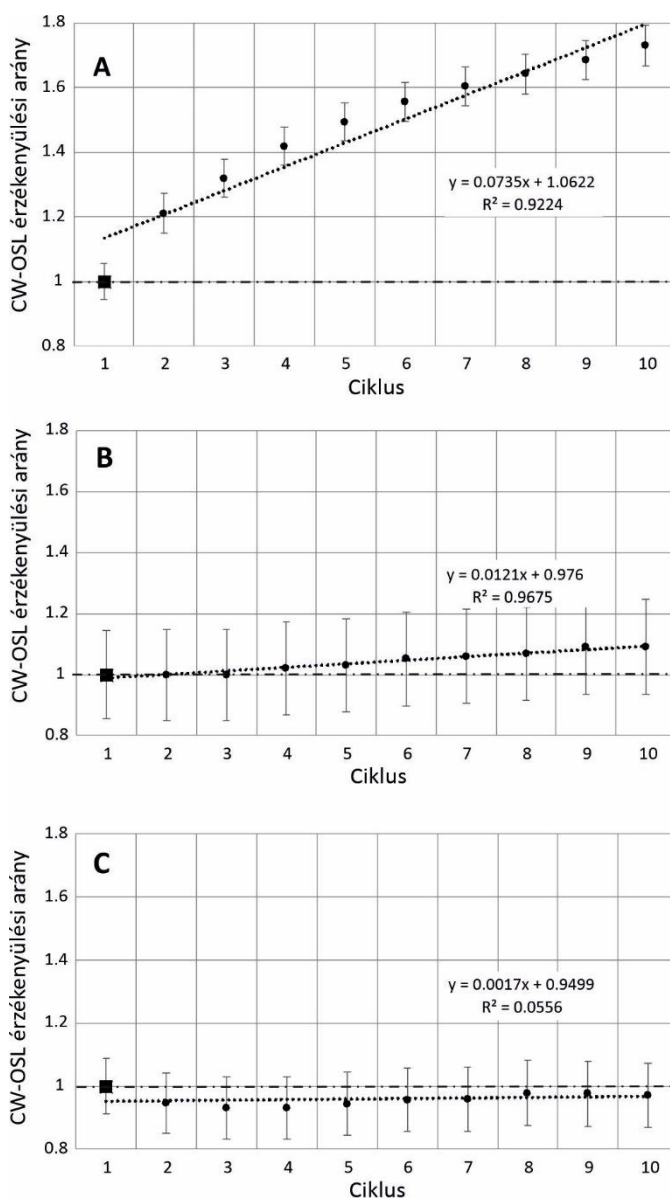
A CW-OSL, 110°C-os TL csúcs és gyors komponens érzékenységi értékeknél közös, hogy a dunai üledékek szignifikánsan elkülönülnek (22. ábra, 4. táblázat). A teljes LM-OSL esetében azonban ez a különbség jelentősen csökken. Ennél a paraméternél a Duna regionális értéke is megközelíti a Tisza és Maros eredményeit (22. ábra). Ennek oka, hogy a gyors komponens részaránya meglehetősen kicsi a dunai minták esetében, míg a közepes és lassú komponensek a teljes lumineszcens jelben sokkal nagyobb arányban található meg, mint a tiszai vízgyűjtőről származó kvarc minták esetében (22. ábra). Fontos különbség azonban, hogy a Maroshoz kapcsolódó kvarcsemcsék gyors komponens részarányának átlagértéke ($4,59 \pm 0,25\%$) ezúttal kissé távolabb esik a Felső- és Alsó-Tisza-vidék átlagértékétől ($6,00 \pm 0,48\%$ és $6,30 \pm 0,49\%$), bár, ha a regionális értékek szórását is figyelembe vesszük, akkor jelentős átfedés van, ami a minták elkülönítését ezen paraméterek alapján továbbra is bizonytalanná teszi (4. táblázat).

4. táblázat: A vizsgált érzékenység paraméterek regionális átlagértékei.

Régió	CW-OSL regionális érzékenység átlag \pm SE(SD) (cts/mg/Gy)	TL 110°C csúcs regionális érzékenység átlag \pm SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens regionális érzékenység átlag \pm SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL regionális érzékenység átlag \pm SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens regionális részaránya átlag \pm SE(SD) (%)
Duna	65 \pm 4(30)	869 \pm 24(161)	74 \pm 4(78)	2505 \pm 164(558)	3.16 \pm 0.30(1.60)
Felső-Tisza, Szamos	166 \pm 11(85)	1726 \pm 251(583)	214 \pm 23(112)	3467 \pm 453(1434)	6.00 \pm 0.48(2.55)
Alsó-Tisza	176 \pm 11(88)	2156 \pm 171(570)	209 \pm 26(89)	3338 \pm 60(435)	6.30 \pm 0.49(2.68)
Maros	167 \pm 9(67)	2071 \pm 191(525)	183 \pm 12(103)	4023 \pm 187(768)	4.59 \pm 0.25(1.35)

5.1.4. Érzékenység változása és érzékenyülési arány

A laboratóriumi CW-OSL érzékenységváltozás alapján a mintákat általánosságban három főbb csoportba lehetett osztani. Az elsőbe azon minták tartoztak, amelyek érzékenyége folyamatosan nő, valamint az érzékenyülési arányuk 1,20 feletti (23. ábra). Itt a legtöbb esetben a növekedés lineáris, de egy dunai eredetű minta (OSZ 1185) esetében az eredményekre legjobban egy exponenciális függvény illeszkedik (23A. ábra). Ez a minta abban az értelemben is egyedülálló, hogy az érzékenyülési aránya eléri az $1,75 \pm 0,05$ értéket, ami magasan a legnagyobb (23. ábra). Összesen 5 db mintát lehet ebbe a csoportba sorolni, illetve minden régióban van olyan minta ami ebbe a csoportba tartozik.

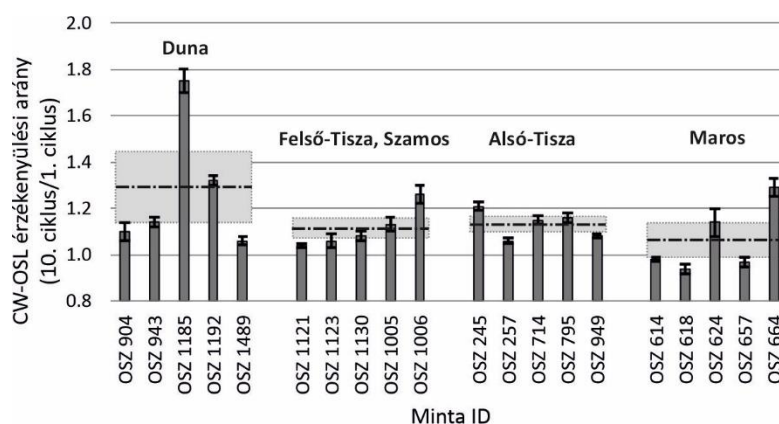


23. ábra: Egy-egy reprezentatív minta érzékenyülési trendje a különböző CW-OSL érzékenyülési csoportok esetében. Az érzékenység alapértékét négyzet jelöli. A) OSZ 1185 (Duna) jelentős érzékenység növekedés. B) OSZ 1130 (Felső-Tisza) mérsékelt érzékenység növekedés. C) OSZ 657 (Maros) stagnáló érzékenység.

A második csoportba 8 db minta került besorolásra. A minták mérsékelt érzékenység növekedést mutatnak 1,05 és 1,20 közötti érzékenységi aránnyal (23. ábra). Ezen minták érzékenységváltozását kivétel nélkül lineáris függvénnyel lehet leírni. Mindegyik régióból került minta ebbe a csoportban, legtöbb azonban az Alsó-Tisza területéről, összesen 3 db minta.

A harmadik és egyben legutolsó csoportba pedig azon mintákat soroltam, melyek érzékenyülési aránya 0,95 és 1,05 közé esik, azaz elhanyagolható érzékenységváltozást mutatnak (23. ábra). Összesen 7 db minta került ebbe a csoportba, ebből 3 db a Maroshoz köthető.

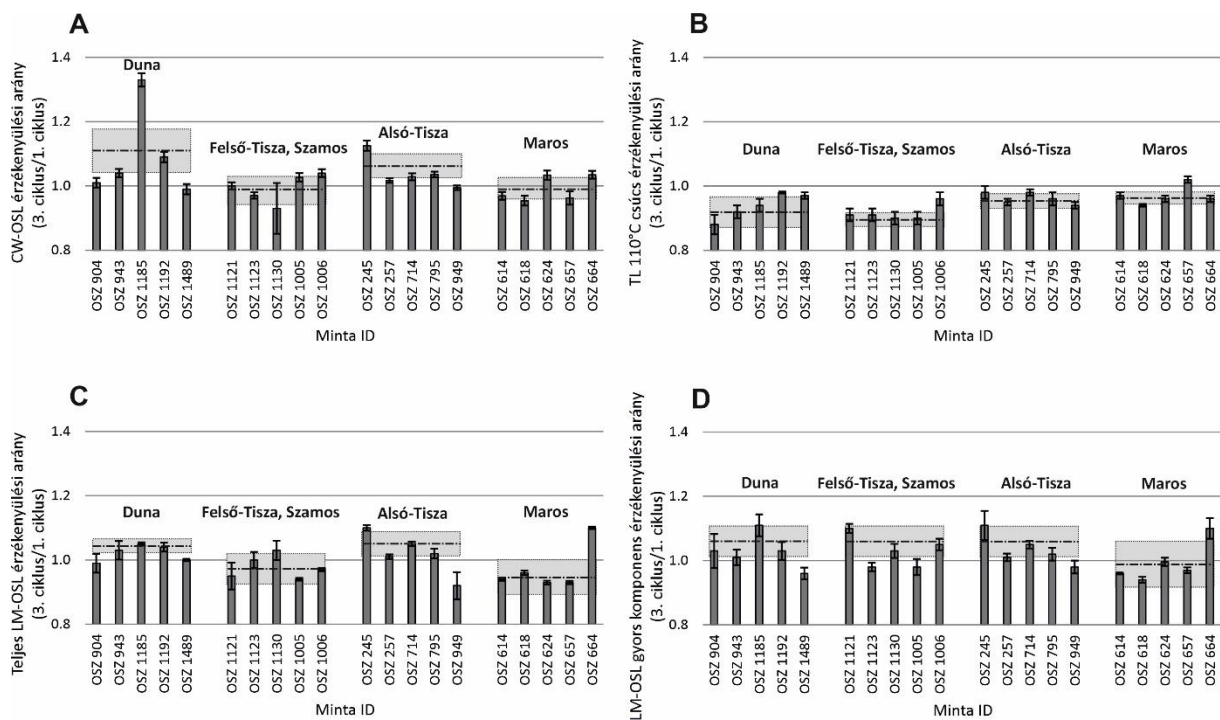
A fentiek alapján a vizsgált régiók bármelyikében azonosítható alacsony és magas érzékenységi arányú minta, azonban a regionális átlagértékek mutathatnak némi eltérést (24. ábra). A legmagasabb átlagérték, $1,27 \pm 0,13$ a dunai üledékekhez kapcsolódik, de igaz, hogy amennyiben a korábban már említett szélsőséges érzékenységváltozást mutató mintát figyelmen kívül hagyjuk, akkor az átlag csak $1,16 \pm 0,05$ ami nagyon közel esik az alsó-tiszai minták regionális arányához $1,13 \pm 0,03$ (24. ábra). Ez alapján a vizsgált folyókhoz köthető kvarcsezemcsék elkülönítése e paraméter alapján nem lehetséges. A Maros folyó üledékeinek érzékenyülési arányának átlaga $1,06 \pm 0,07$ és ha az OSZ 664 minta kiugró eredményét kizárjuk, akkor ez az érték $1,00 \pm 0,04$ -re esik, ami jóval az Alsó-Tisza és a Duna értékei alatt van. Emellett a Tisza és a Szamos folyók között lehet százalékos különbséget tenni. Az előbbire vonatkoztatva az átlag $1,20 \pm 0,07$, míg ugyanez az érték a Tiszára vonatkozóan $1,06 \pm 0,01$ (24. ábra).



24. ábra: A tíz érzékenyülési ciklus után számított CW-OSL érzékenyülési arányai és az ebből számított területi átlagok.

Amennyiben a CW-OSL tekintetében csak a három körön keresztül jelentkező érzékenyülési arányt vizsgáljuk, akkor hasonló mértékű különbségek figyelhetők meg (25A. ábra, 5. táblázat). Egyedül a Felső-Tiszához kapcsolható OSZ 1130 minta standard hibája magasabb a három körös CW-OSL érzékenyítés esetében (25. ábra, 5. táblázat). A gyors komponens és a teljes LM-OSL érzékenyülési arányok hasonlóan alakulnak, mint a CW-OSL érzékenyülési arány esetében (25. ábrára). Mindamellett a dunai eredetű OSZ 1185 minta nem mutat olyan kiugró érzékenyülési arányt az LM-OSL technika esetében, mint azt a CW-OSL érzékenyülés esetében láttuk (25. ábra). A 110°C TL csúcsnál a többi technikához viszonyítva alacsonyabb érzékenyülési arányok figyelhetők meg.

Összességében elmondható, hogy a regionális átlagértékek és a mintánkénti érzékenyülési arányok minden technika esetében hibahatáron belül találhatók, azaz mindegy melyik módszerrel vizsgáljuk ezt a paramétert. Emellett a három cikluson át történő érzékenyítésből számolt arányokból kimutatható különbségek hasonlóak a kilenc ciklusos eljárás során tapasztalt értékekhez.

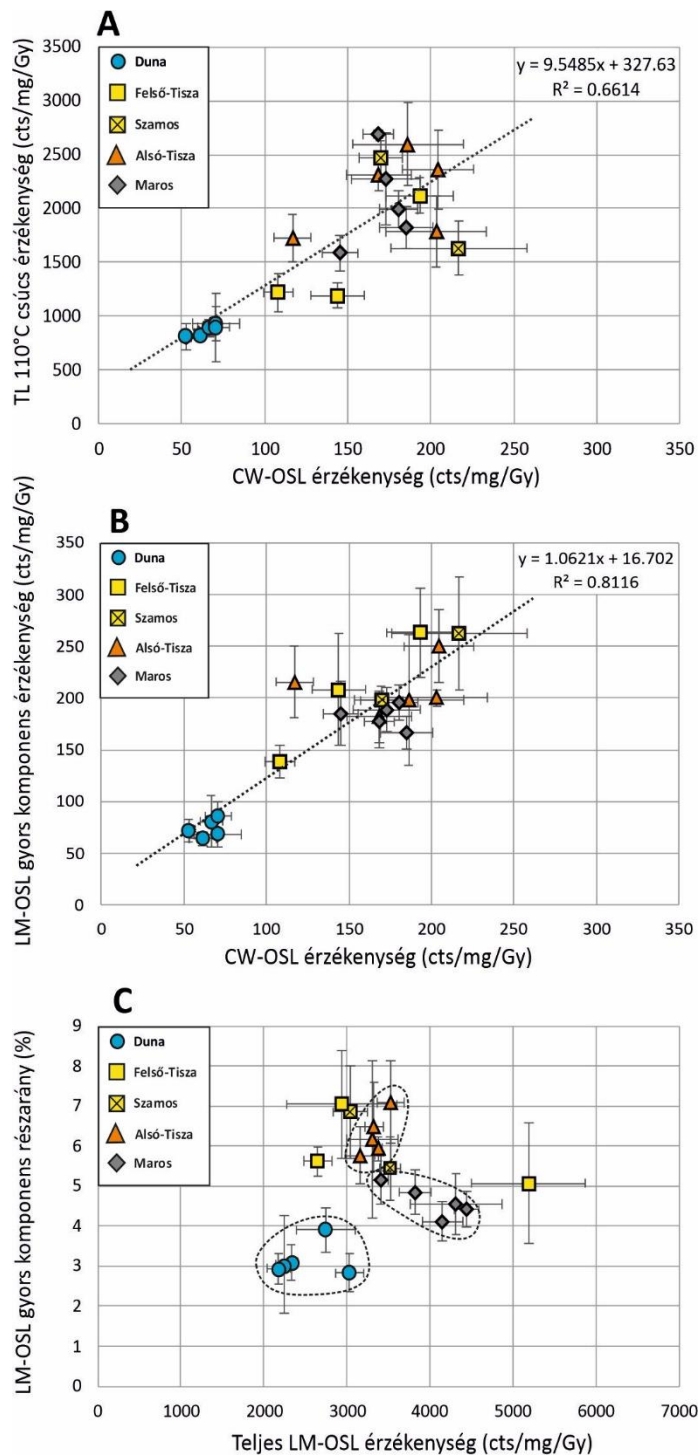


25. ábra: A három érzékenyülési ciklus után számított érzékenységi arányok és területi átlagok az összes alkalmazott technika esetében. (A) CW-OSL (B) TL 110°C csúcs, (C) LM-OSL (D) LM-OSL gyors komponens érzékenyülési aránya.

5.1.5. Következtetések

Az adatok alapján úgy tűnik, hogy az alacsony lumineszcens érzékenység egyértelműen jellemző a Dunával kapcsolatos folyóvízi kvarcsezemcsék esetében a Kárpát-medencében. Ha a Duna mentén, folyásirány tekintetében legfelső OSZ 904-es minta érzékenységi értékét a lejjebb fekvő mintákhoz hasonlítjuk, akkor tulajdonképpen nem mutatható ki különbség. Emellett a Felső és az Alsó-Tisza kvarc mintái nagyon hasonlóan viselkednek, bár a két vizsgált régió között több mellékfolyó is található, és ezek módosíthatják a kvarckeverék érzékenységét. Pietsch et al. (2008) és Gliganic et al. (2017) megfigyelésével ellentétben a kvarc érzékenységének folyásirányban történő növekedése így egyértelműen nem igazolható ezen eredmények alapján.

A különböző paraméterekkel kapcsolatos korábbi kutatások rámutattak arra, hogy egyértelmű kapcsolat van a 110°C TL és a CW-OSL érzékenység között (pl. Li 2002, Wintle és Murray 2006). A mérések alapján hasonló megfigyelés tehető. Fontos azonban megjegyezni, hogy az összefüggés felső határán az adatok jelentős szórást mutatnak, főként azért, mert míg a 110°C TL csúcs értékek növekednek, addig a CW-OSL érzékenységek 200-250 cts/mg/Gy fölé nem emelkednek (26A. ábra). Ezt a jelenséget magyarázhatja a jelért felelős csapdapopuláció csapdáinak száma korlátos az ásványban. Amennyiben az azonos csapdákra fókuszáló technikák, azaz LM gyors komponens és a CW-OSL érzékenységeket vetjük össze akkor az adatok nyilvánvalóan nagyobb korrelációs együtthatóval rendelkeznek, de még mindig jelentős szórást mutatnak (26B. ábra). Ennek a szórásnak a legvalószínűbb oka a gyors és közepes komponensek változó hozzájárulása a CW-OSL lecsengési görbe kezdeti (első 0,5s) intenzitásához, ami szintén az üledékforrások különbségére utalhat, ahogyan azt pl. Sawakuchi et al. (2018) is megállapította. A magas szórást emellett okozhatja a lassú komponensek arányának különbsége is a lumineszcens jel végén. A CW-OSL érzékenység normalizálása során, így a háttér kivonásából olyan plusz jel is törlődik, amely a gyors komponens üres csészéből való normalizálása során nem. Ezáltal enyhén alábecsülve ugyanazon minta CW-OSL érzékenységi értékét a gyors komponens érzékenységhez viszonyítva.



26. ábra: (A) TL 110°C csúcs/CW-OSL, (B) LM-OSL gyors komponens/CW-OSL, (C) LM-OSL gyors komponens/Teljes LM-OSL érzékenységi paraméterek közötti kapcsolatok.

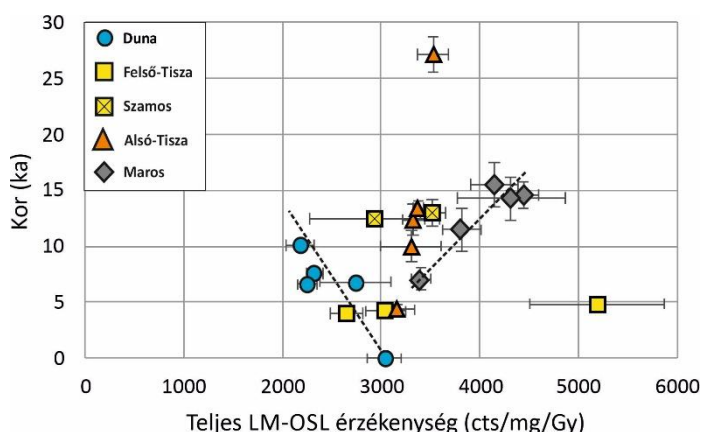
A Duna és a Maros értékeinek sokkal kisebb szórása mögött valószínűleg az a vízrajzi sajátosság áll, hogy a vizsgált szakaszokon és azok felett e folyók esetében csak kisebb mellékfolyók csatlakoznak (Duna), vagy egyáltalán nincs mellékfolyójuk (Maros), így a korábban összegyűjtött üledékek jobban elkeverednek, illetve nem érkezik jelentősen eltérő érzékenységű hordalék a rendszerbe. Ezzel szemben a Tisza esetében az optikai paramétereket nagymértékben befolyásolhatják a csatlakozó nagyobb mellékfolyók üledékei.

Ha a gyors komponens részarány és a teljes LM-OSL érzékenység összefüggését nézzük a különböző folyókhoz köthető kvarc minták minden más módszernél jobban elkülöníthetők (26C. ábra). Ez alapján nemcsak a dunai eredetű kvarcsemcsék általánosan alacsony

érzékenysége, de a gyors komponens viszonylag alacsony részaránya miatt a marosi eredetű kvarc is viszonylag jól elválasztható (26C. ábra).

A különbségek részben litológiai okokkal is magyarázhatók. Ha a Duna és a Tisza vízgyűjtőjét összehasonlítjuk, nyilvánvaló, hogy a Tisza hegyvidéki szakasza és mellékfolyói az üledékek jelentős részét késő kréta-paleogén flis és más, főként neogén sziliklasztos üledékes kőzetekből nyerik, míg a Duna esetében ezek hozzájárulása az üledékkeverékhez kevésbé jelentős. Ez alátámasztaná Fitzsimmons (2011) megfigyeléseit, aki az „átöröklött” lumineszcens érzékenység jelentőségét hangsúlyozta a homokkő üledékforrásokkal kapcsolatban, hiszen a képződésüket megelőzően többször is áthalmozódhattak, így jelentősen megnőhetett az érzékenységük. Ugyanakkor a Tisza vízgyűjtőjén a vulkanikus kőzetek aránya is nagyobb, ami pedig éppen ellenkező irányban befolyásolhatja a kvarc érzékenységét (Chithambo et al. 2007). Következésképpen egyértelmű összefüggéseket csak az eltérő litológiájú részvízgyűjtőkön történő szisztematikus mintavételezés segítségével lehet megállapítani.

Az üledékek időben változó provenanciáját az érzékenységi értékek és a minták korának összefüggésével lehet vizsgálni (pl. Lü és Sun 2011). A mért LM-OSL érték és a kor függvénye alapján csak regionális következtetéseket lehet levonni. Ugyan kevés adatot lehet vizsgálni, mégis úgy tűnik, hogy tendenciák figyelhetők meg (27. ábra). Először is, a Duna esetében a teljes LM-OSL intenzitás enyhe, de egyértelmű növekedést mutat a minták fiatalodásával (27. ábra). A recens minta kivételével a területet, ahonnan a minták származnak, a Duna a holocénben többször átdolgozta, miközben enyhe bevágódás is történt (Pécsi 1967, Tóth et al. 2017b). Az ismétlődő átdolgozás geomorfológiai magyarázatot adhat az érzékenység növekedésére az üledékek fiatalodásával. Emellett a Maros esetében ellenkező tendencia figyelhető meg, ugyanis a kor értékekkel együtt a teljes LM-OSL érzékenységek is nőnek (27. ábra). A Maros hordalékkúp fejlődésének intenzitása a vizsgált időintervallumban sokat változott, eltérő medermintázatok (fonatos, meanderező) figyelhetők meg a területen (Kiss et al. 2014). A hordalékkúp felszínén a visszatérő avulziós események miatt az üledékeket kevésbé dolgozta át a folyó egy-egy mederpáasztához kapcsolódóan. Emellett a vizsgált időintervallumban (18-5 ezer év) jelentősen nőtt a folyó víz és hordalékhozama, így a szemcsék gyorsabban, kevesebb áthalmozódási ciklust követően szállíthatódtak utolsó lerakódási helyükre, ami miatt érzékenységük is alacsonyabb. Így az akkumulációs környezetben nem feltételezhető jelentős átdolgozás, amely a Dunával ellentétes tendenciát okozhatja (27. ábra).



27. ábra: A minták kor értékeinek és a teljes LM-OSL érzékenység eredményeinek összefüggése.

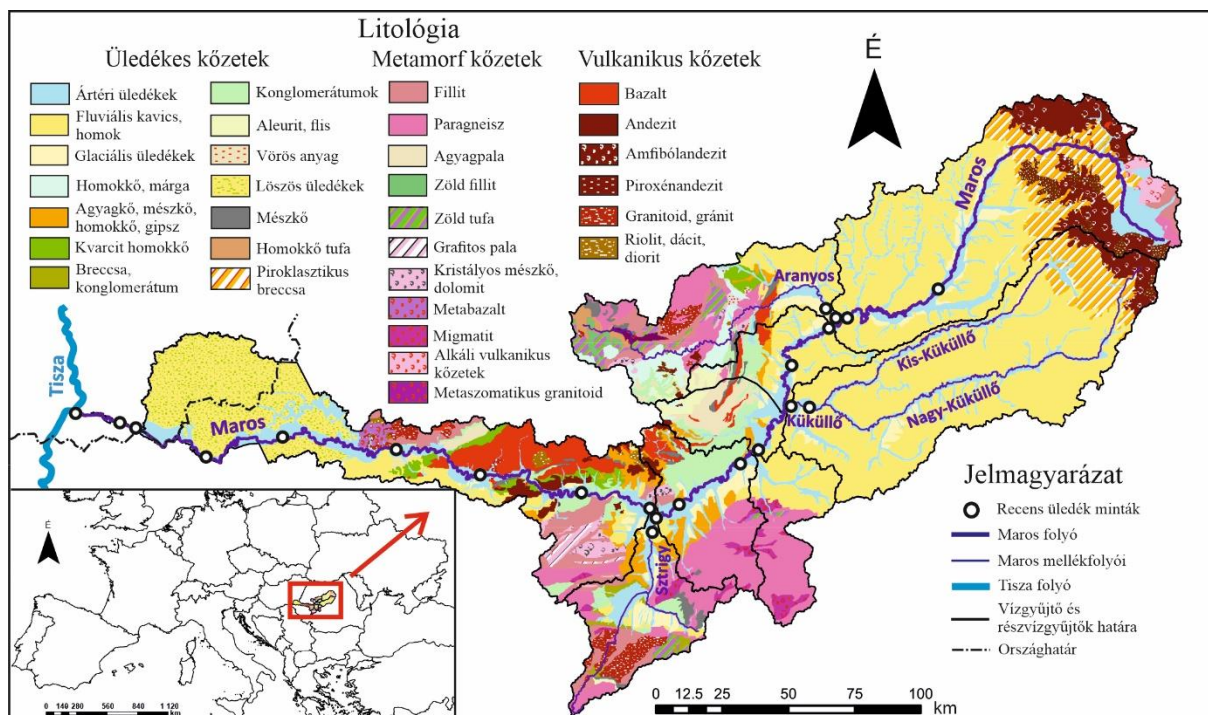
5. táblázat: A vizsgálat fluvialis minták kvarc frakciójának különböző lumineszcens érzékenység értékei.

Régió	Minta ID	Szemcse-méret (µm)	OSL kor (ka)	CW-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	TL 110°C csúcs alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens részarány átlag±SE(SD) (%)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 10./ ciklus 1.)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ ciklus 1.)	110°C TL csúcs érzékenyülési arány (ciklus 3./ ciklus 1.)	LM-OSL gyors komponens érzékenyülési arány (ciklus 3./ ciklus 1.)	Teljes LM-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ ciklus 1.)
Duna	OSZ 904	90-150	recens minta	70.7±8.0(28)	897±52(180)	85.7±14.7(36)	3031±173(424)	2.83±0.47(1.14)	1.1±0.04	1.01±0.02	0.88±0.03	0.99±0.03	1.03±0.05
	OSZ 943	90-150	6.61±0.34	70.7±14.4(50)	932±159(551)	68.4±11.8(32)	2248±100(245)	3.04±1.22(3.00)	1.14±0.02	1.04±0.01	0.92±0.02	1.03±0.03	1.01±0.02
	OSZ 1185	90-150	7.55±0.28	53.0±3.2(11)	807±128(443)	71.8±10.6(26)	2326±76(187)	3.09±0.45(1.11)	1.75±0.05	1.33±0.02	0.94±0.02	1.05±0.01	1.11±0.03
	OSZ 1192	90-150	6.84±0.44	66.5±6.8(24)	890±82(284)	80.7±24.7(65)	2743±357(875)	3.90±0.54(1.2)	1.32±0.02	1.09±0.02	0.98±0.01	1.04±0.01	1.03±0.03
	OSZ 1489	90-150	10.06±0.43	61.5±8.6(30)	823±58(201)	64.0±6.4(12)	2178±141(344)	2.94±0.38(0.94)	1.06±0.02	0.99±0.02	0.97±0.01	1.00±0.01	0.96±0.02
Felső-Tisza	OSZ 1121	90-150	4.83±0.25	193±20(69)	2118±163(564)	263±43(106)	5189±685(1677)	5.07±1.5(3.67)	1.04±0.01	1.00±0.01	0.91±0.02	0.95±0.04	1.10±0.02
	OSZ 1123	90-150	4.23±0.19	144±16(55)	1189±117(405)	208±54(132)	3039±202(494)	6.85±1.16(2.84)	1.06±0.03	0.97±0.01	0.91±0.02	1.00±0.03	0.98±0.01
	OSZ 1130	90-150	4.03±0.29	108±9(31)	1218±179(620)	139±16(38)	2648±171(418)	5.62±0.36(1.96)	1.08±0.02	0.93±0.08	0.90±0.02	1.03±0.03	1.03±0.02
Szamos	OSZ 1005	90-150	12.45±0.59	217±41(142)	1633±254(880)	232±55(191)	2939±660(1904)	7.04±1.34(3.27)	1.13±0.03	1.03±0.01	0.90±0.02	0.94±0.01	0.98±0.03
	OSZ 1006	90-150	13.0±1.22	170±13(45)	2471±158(547)	199±14(32)	3520±126(309)	5.43±0.8(0.89)	1.26±0.04	1.04±0.01	0.96±0.02	0.97±0.01	1.05±0.02
Alsó-Tisza	OSZ 245	90-150	10.00±1.4	186±33(114)	2597±384(1330)	198±63(155)	3304±309(757)	6.17±1.97(4.82)	1.21±0.02	1.13±0.02	0.98±0.02	1.1±0.01	1.11±0.05
	OSZ 257	90-150	12.40±1.4	117±11(38)	1728±221(766)	216±35(85)	3325±114(278)	6.48±1.1(2.7)	1.06±0.01	1.02±0.01	0.95±0.01	1.01±0.01	1.01±0.01
	OSZ 714	90-150	4.35±0.43	174±19(66)	2309±147(510)	182±25(61)	3158±184(450)	5.77±0.7(1.73)	1.15±0.02	1.03±0.01	0.98±0.01	1.05±0.01	1.05±0.01
	OSZ 795	90-150	27.13±1.54	205±21(73)	2364±368(1258)	250±35(87)	3528±157(384)	7.09±1.03(2.52)	1.16±0.02	1.04±0.01	0.96±0.02	1.02±0.02	1.02±0.02
	OSZ 949	90-150	13.39±0.70	203±30(104)	1783±334(1157)	201±8(19)	3374±49(121)	5.96±0.3(0.72)	1.08±0.01	0.99±0.01	0.94±0.01	0.92±0.04	0.98±0.02
Maros	OSZ 614	90-150	15.50±2.00	185±16(55)	1820±195(676)	167±16(40)	1446±244(598)	4.12±0.49(1.21)	0.98±0.01	0.97±0.01	0.97±0.01	0.94±0.01	0.96±0.01
	OSZ 618	90-150	11.50±1.90	158±18(61)	1587±163(565)	185±31(69)	3817±194(476)	4.84±0.56(1.24)	0.94±0.02	0.95±0.02	0.94±0.01	0.96±0.01	0.94±0.01
	OSZ 624	90-150	14.3±1.90	169±19(66)	2269±428(1484)	189±21(44)	4313±153(1341)	4.55±0.76(1.87)	1.14±0.06	1.03±0.01	0.96±0.01	0.93±0.01	1.00±0.01
	OSZ 657	90-150	14.6±1.17	181±11(38)	1991±173(599)	196±17(42)	4438±153(375)	4.46±0.44(1.09)	0.97±0.02	0.96±0.02	1.02±0.01	0.93±0.01	0.97±0.01
	OSZ 664	90-150	7.1±1.00	168±9(31)	2690±34(119)	177±25(61)	3402±101(248)	5.15±0.59(1.44)	1.29±0.04	1.03±0.01	0.96±0.01	1.10±0.01	1.1±0.03

5.2. Litológiai és OSL tulajdonságok összefüggései a Maros vízgyűjtőjén

5.2.1. Felszíni közettípusok a Maros vízgyűjtőjén

A Maros vízgyűjtőjének litológiai vizsgálata során a lehatárolt különböző közettani egységeket a könnyebb áttekinthetőség érdekében 10 db kategóriába soroltam (6. táblázat). A teljes vízgyűjtőn a homokkővek és homokos üledékek kiterjedése a legnagyobb, közel 52%. A további litológiai egységek részaránya már jóval kisebb. A metamorfitek, paragneiszek és fillitek összesített aránya 13%, ezt követi a lösz (7%), valamint a vulkanitok, vulkáni üledékek és azok metamorfizált közetek (7%). Valamivel kisebb, de még számottevő arányt képviselnek az semleges vulkáni közetek (kiömlési és mélységi 6%) és a különböző konglomerátumok (6%) (6. táblázat).



28. ábra: A Maros vízgyűjtőjének litológiai térképe.

A vizsgálatokba bevont részvízgyűjtők esetén a Felső-Maroson (6 827 km²) a forrás és a felső folyás mentén a Görgényi-havasok semleges vulkanikus közetek (kiömlési és mélységi) (19%), valamint a vulkanitok és azok üledékei (14%), ezen belül pedig legfőképp a piroklasztikus breccsák bírnak jelentős részesedéssel (6. táblázat, 28. ábra). Az Erdélyi-medencében a neogén homokos üledékek és homokkővek a dominánsnak (65%) (6. táblázat, 28. ábra). A mellékvízfolyások közül a Küküllők (6 296 km²) esetében szintén a neogén eredetű homokos üledékek rendelkeznek a legnagyobb területi aránnyal (85%), a részvízgyűjtő felső részén kismértékben vulkanikus eredetű közetek és üledékek is jelen vannak (15%) (28. ábra).

A fentiekől eltérően az Aranyos és a Sztrigy vízgyűjtője is litológiai változatosabb és összetettebb képet mutat. Az Aranyos (2 966 km²) esetében szintén majdnem a vízgyűjtő felét adja a homokkő és a homokos üledékek (41%) (28. ábra). Mindazonáltal a metamorfizált közetek igen nagy területen vannak jelen a felszínen: a paragneiszek és fillitek 24%-os, a vulkanikus üledékek és azok metamorfizált üledékei 11%-os, karbonátos üledékek és azok metamorfizáltjai pedig 5%-os részarányt képviselnek (6. táblázat). A Sztrigy (1 970 km²) esetében a legnagyobb kiterjedést a metamorf paragneisz és fillit (50%), a homokkő és homokos üledékek (26%) és a konglomerátumok (16%) érik el (6. táblázat).

6. táblázat: A teljes Maros vízgyűjtőn és a vizsgált részvízgyűjtőkön azonosítható felszíni litológiai egységek területi részaránya.

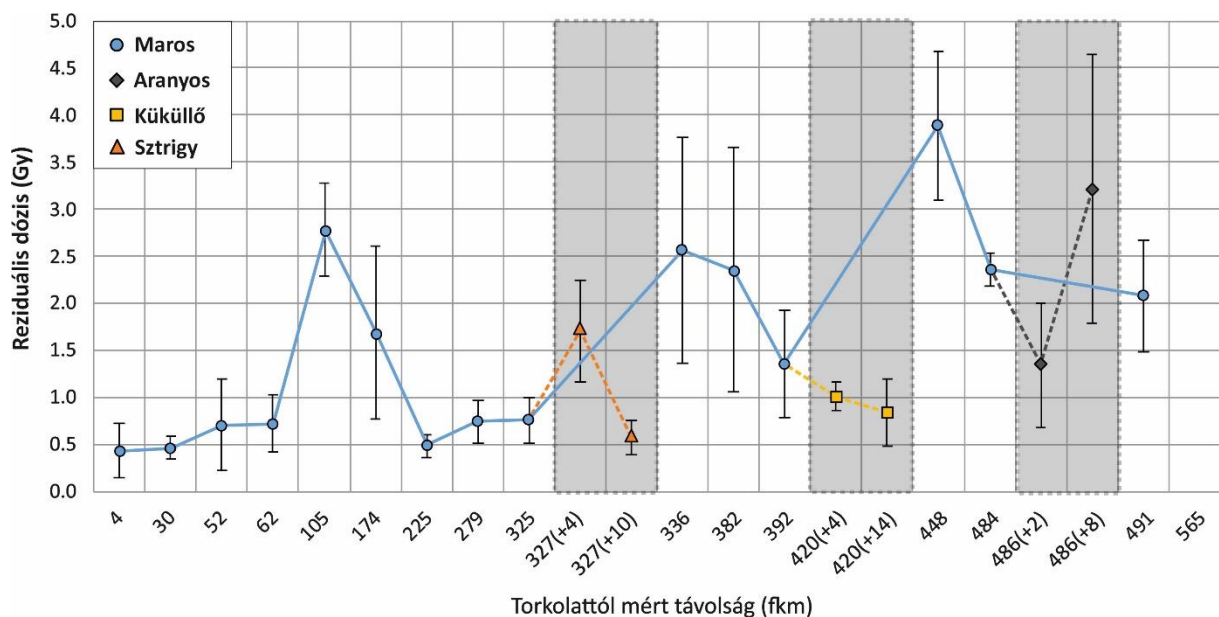
Részvízgyűjtő neve	Összes terület (km ²)	Homokkő és homokos üledékek (km ²)	Vulkanitok és vulkáni üledékek, valamint azok metamorfizált változatai (km ²)	Agyagos üledékek (km ²)	Konglomerátumok (km ²)	Karbonátos üledékek és azok metamorf változatai (km ²)	Bázikus vulkáni kőzetek (kiömlési és mélységi) (km ²)	Semleges vulkáni kőzetek (kiömlési és mélységi) (km ²)	Savanyú magmás kőzetek (kiömlési és mélységi) (km ²)	Paragneisz és fillit (km ²)	Löss (km ²)
Teljes Maros	29852	15412 51.63%	1957 6.56%	703 2.36%	1799 6.03%	494 1.65%	959 3.21%	1924 6.45%	608 2.04%	3839 12.86%	2149 7.20%
Felső-Maros	6807	4406 64.72%	947 13.91%	0 0.00%	0 0.00%	0 0.00%	7 0.10%	1312 19.27%	0 0.00%	136 1.99%	0 0.00%
Aranyos	2966	1228 41.40%	314 10.57%	155 5.23%	156 5.24%	159 5.36%	44 1.49%	33 1.10%	156 5.25%	722 24.35%	0 0.00%
Küküllő	6296	5355 85.06%	606 9.63%	0 0.00%	0 0.00%	0 0.00%	0 0.00%	334 5.31%	0 0.00%	0 0.00%	0 0.00%
Sztrigy	1970	518 26.29%	60 3.06%	12 0.62%	314 15.97%	79 4.03%	0 0.00%	0 0.00%	0 0.00%	986 50.04%	0 0.00%
Alsó-Maros	6435	1769 27.48%	0 0.00%	83 1.29%	402 6.25%	164 2.55%	714 11.10%	193 3.01%	189 2.94%	778 12.08%	2138 33.2%

A Sztrigy után már jelentősebb mellékvízfolyás nem található a Maros alsó szakaszán (6 435 km²) (28. ábra). A területen a hordalékkúpot borító lösz (33%) a legmeghatározóbb, de a Ruzska-havasnál található metamorf kőzetek részaránya sem elhanyagolható (12%). Az Erdélyi-érchegység bazaltja és a Zarándi-hegységben is fellelhető különböző típusú vulkanikus kőzetek (17%) hozzájárulása is nagymértékű (6. táblázat, 28. ábra).

5.2.2. A reziduális dózisok folyásirányban történő változása a Maros mentén

A recens mintákon végzett SAR mérések alapján minden minta esetében alacsony volt a természetes lumineszcens intenzitás. Az 565 fkm-nél gyűjtött minta esetében a nagyon gyenge intenzitás miatt nem lehetett görbét illeszteni a dózis válaszok pontjaira (7. táblázat, 29. ábra). A többi mintánál a kiértékelés sikeres volt, és a kapott reziduális dózisok 0,4 és 3,9 Gy között ingadoztak. Az eredmények igen magas standard hibáit a kis intenzitású lumineszcens jel mérési bizonytalansága okozta (7. táblázat, 29. ábra).

Ha a reziduális dózisokat a folyó hosszanti folyása mentén elemezzük az értékek alapvetően csökkenő tendenciát mutatnak (29. ábra), ugyanakkor kiugró értékek is megfigyelhetők. Az első és legnagyobb csúcs a 448 fkm minta esetében látható (3,88±0,79 Gy). További csúcsok figyelhetők meg a 382 és a 336 fkm-nél lévő mintáknál (2,35±1,30 és 2,56±1,20 Gy). Megjegyzendő továbbá, hogy ezen minták standard hibája a többihez képest majdnem háromszor magasabb. A 225 fkm-től (Lipától) szintén erőteljes növekedés látható a 105 fkm-ig, mely során a reziduális érték közel ötszörösére nő. Ezután pedig nagymértékű csökkenés látható 2,78±0,49 Gy-ről 0,72±0,31 Gy-re (29. ábra).



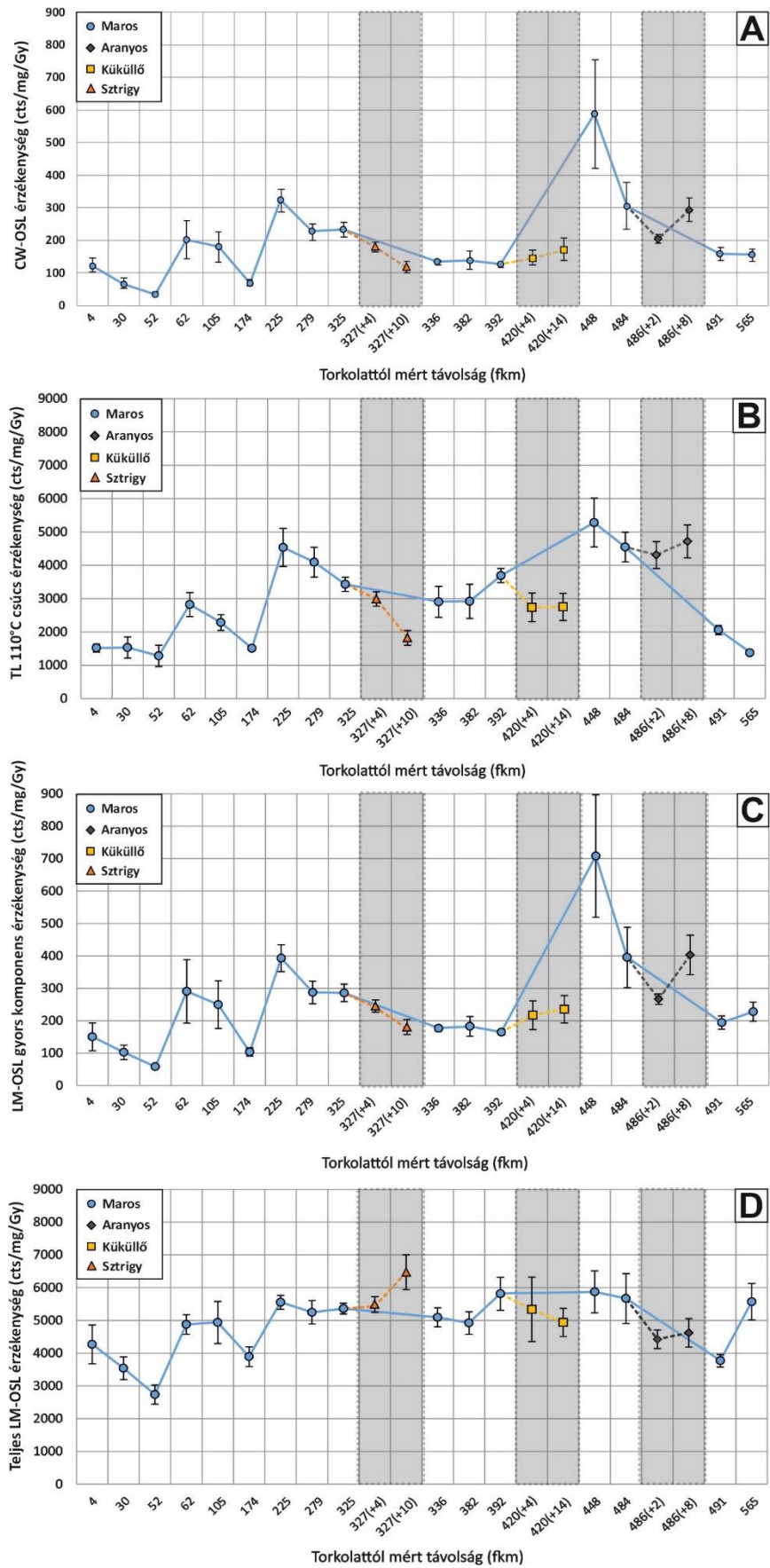
29. ábra: Recens kvarc minták reziduális dózisainak alakulása a Maros mentén, illetve a mellékfolyók esetében.

A mellékfolyók tekintetében az Aranyos szállítja a legösszetettebb reziduális dózissal rendelkező kvarc ásványokat, ami az igen magas standard hibából is látszik. A Küküllő és a Sztrigy a torkolatuk felett mért értékeknél lényegesen alacsonyabb reziduális dózissal rendelkező kvarc mintákat juttatnak a folyóba. Torkolatuk alatt folyásirányban már alacsonyabb reziduális dózisok figyelethetők meg (29. ábra). A Küküllő torkolata felett a 448 fkm-nél $3,88 \pm 0,79$ Gy, míg a torkolat alatt 420 fkm-nél már csak $1,35 \pm 0,57$ Gy (392 fkm) a kvarcsezemcsék reziduális dózisa. A Sztrigy esetében annak torkolata felett 336 fkm-nél $2,56 \pm 1,2$ Gy a reziduális dózis értéke, a torkolat alatt pedig $0,74 \pm 0,23$ Gy (29. ábra).

5.2.3. Lumineszcens érzékenység folyásirányban történő változása a Maros mentén

A lumineszcens érzékenységet két tényező, a felszíni litológia és/vagy a szállítási távolság befolyásolhatja (30. ábra). A CW-OSL és gyors komponens értékek tekintetében az első két kvarc minta (565 fkm és 491 fkm) gyakorlatilag azonos lumineszcens érzékenységgel rendelkezik (30. ábra). A TL és teljes LM-OSL értékek esetében azonban már jelentősebb különbségek figyelhetők meg (30. ábra).

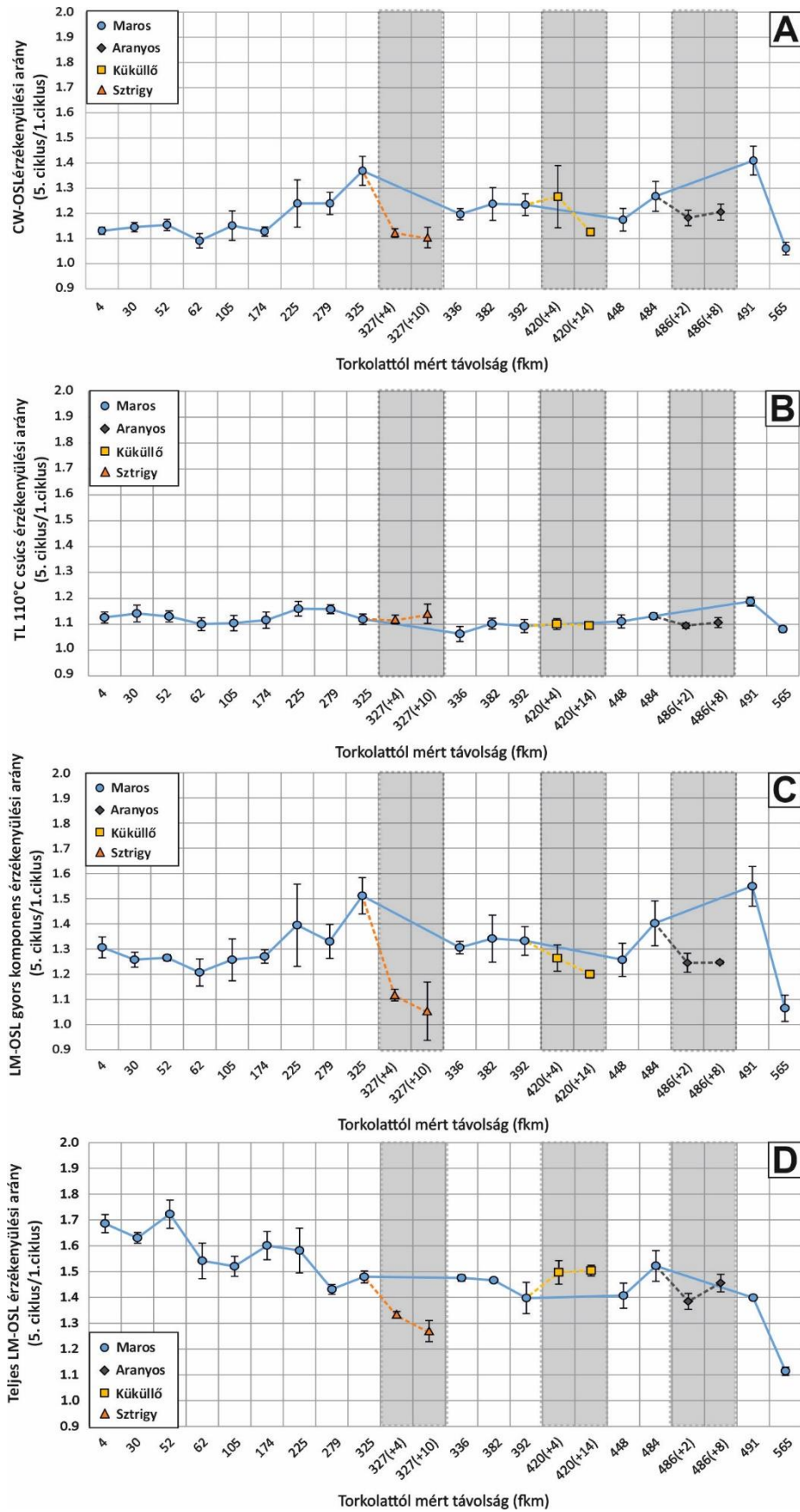
A folyón tovább haladva az érzékenységi értékek jelentősen emelkednek, feltehetően az Aranyos folyó csatlakozása miatt. Az Aranyos által szállított kvarcminták érzékenysége minden technika esetében magasabb, mint a torkolat feletti értékek, valamint nagyon hasonló értéket kapunk közvetlenül a torkolata alatt is (30. ábra). A torkolat környékén a CW-OSL és LM-OSL gyors komponens eredmények csaknem másfélszer magasabbak (30A,C. ábra). A TL 110°C érzékenység esetében még nagyobb, csaknem két és félszeres ez a különbség (30B. ábra). A következő mintavételi ponton (448 fkm) az érzékenység pedig több technika esetében eléri a maximumot a teljes vizsgált folyószakaszon.



30. ábra: (A) CW-OSL, (B) TL 110°C csúcs, (C) LM-OSL gyors komponens, (D) Teljes LM-OSL érzékenységi értékek alakulása a Maros mentén, illetve a mellékfolyók esetében.

A Küküllő esetében hasonló értékeket kaptam, mint a Maros első két mintájának (481 fkm és 565 fkm) esetében (30A,C. ábra). A mellékfolyó csatlakozásával az emelkedő tendenciát mutató érzékenység értékek visszaállnak a korábbi szintre. Ez az érzékenységi szint egész a Sztrigy torkolatáig jellemző. A Sztrigy torkolattól lejjebb (325, 279 és 225 fkm) ismét növekedésnek indul az érzékenység (30. ábra). A Sztrigy által szállított kvarcsemcsék érzékenysége alapján ez a növekedés nem tulajdonítható egyértelműen a mellékfolyónak (30. ábra). Megjegyzendő, hogy a Sztrigy kvarc mintái a teljes LM-OSL értékek tekintetében viszont magasabb értéket képviselnek, mint a torkolat feletti és alatti Maros szakaszon (30D. ábra). A növekedést azonban a 174 fkm-nél minden esetben erőteljes visszaesés töri meg. A Maros folyó síkságra történő kilépésével (105 fkm- 4 fkm-ig) jelentős ingadozás figyelhető meg. A Tisza torkolatánál azonban az érzékenységi értékek nem mutatnak szignifikáns különbséget a Maros felső szakaszán mért eredményekhez képest (30. ábra).

Az érzékenyülés tekintetében minden minta esetében folyamatos növekedés tapasztalható (31. ábra). A legkisebb változással a TL 110°C-os csúcs bír, mely alapján mindegyik minta átlagban 10%-ot érzékenyül öt cikluson keresztül (31B. ábra). További érzékenységi paraméterek esetében a mellékfolyók közül a Sztrigy szignifikánsan kitűnik alacsony értékeivel (31. ábra). A torkolat előtt és után minimum kétszer nagyobb érzékenyülést mutatnak a főfolyó kvarcsemcséi. Míg általában a többi paraméter stabil értékeket mutat addig a teljes LM-OSL esetében folyásirányban az érzékenyülési arányok növekednek (31. ábra). Ennek a jelenségek a közepes komponens intenzívebb érzékenyülése lehet az oka (Haddadchi et al. 2015).



31. ábra: (A) CW-OSL, (B) TL 110°C csúcs, (C) LM-OSL gyors komponens, (D) Teljes LM-OSL érzékenyülési arányok változása a Maros mentén, illetve a mellékfolyók esetében.

5.2.4. Következtetések

A reziduális dózis folyásirány menti változásából kitűnik, hogy a területen kormeghatározásnak alávetett durvaszemcsés fluviális minták a szokásos 2 Gy/ka dózisteljesítményt alapul véve körülbelül 0,2-2,0 ezer évvel túlbecsülhetik az üledékképződés valódi idejét. Összehasonlítva ezeket az eredményeket Tóth et al. (2017a) által a Duna mentén mért reziduális dózis értékekkel, kimutatható, hogy a Maros esetében sokkal magasabb reziduális dózisok jellemzőek, hiszen a durvaszemcsés kvarc átlagos, maximális reziduális dózis értéke a Duna esetében mindössze $0,56 \pm 0,17$ Gy, ami a 60 és 120 év közötti, elhanyagolható túlbecslést okoz a területen.

A folyásirányban csökkenő reziduális dózisok összhangban vannak a ténnyel, hogy az üledékeit többször folyásirányban lefelé többször is áthalmazza, és így a napfény általi kioltás teljesebb lehet (pl. Stokes et al. 2001, Treulsen és Wallinga 2003). Ugyanakkor helyi csúcsok is megfigyelhetők, és a mellékfolyók is eltérő értékeket mutatnak (29. ábra).

Az Aranyos folyó torkolata felett a mért reziduális dózis értéke viszonylag magas $2,07 \pm 0,60$ Gy (491 fkm-nél lévő minta), de a főfolyó értékeivel hibahatáron belül megegyezik, így nem befolyásolja jelentősen a torkolattól lefelé mért értékeket. Az Aranyos folyóhoz képest a Küküllő üledékeinek kvarcai jobban kioltódtak fakultak és reziduális dózisaik egyenletesebb értékűek. Ez valószínűleg összefügg azzal a ténnyel, hogy a Maros leghosszabb mellékfolyója, továbbá meglehetősen alacsony esésű és ezért az üledékei több kioltódási cikluson is áteshetnek, mielőtt a Marosba jutnának.

A reziduális értékek második csúcsa ($2,56 \pm 1,20$ Gy és $2,35 \pm 1,3$ Gy a 382 és 336 fkm-nél) a Sebes folyó torkolata alatt, azon a szakaszon figyelhető meg, ahol a Maros oldalirányban kréta konglomerátumokat és homokköveket erodál az Erdélyi-érchegység lábánál (28. és 29. ábra). Ezen a szakaszon nagy esésű és rövid mellékfolyók is csatlakoznak a folyóhoz, ami szintén magyarázhatja a kevesbé kioltódott szemcsék jelenlétét az üledékben. Tóth et al. (2017a) hasonló jelenséget figyelt meg a Duna mentén, ahol a löszfalak fokozott eróziója a kvarc reziduális dózisainak nagyságrendi növekedését eredményezte.

A harmadik csúcs már a Lippai-kapun túl található, ahol a folyó kilép az Alföldre. Az itt megjelenő magas reziduális dózisok vagy az intenzív homokkitermeléssel magyarázhatók (Fiebig és Preusser 2007) – főként a lippai szakaszon és a folyásirányban – és/vagy a pleisztocén üledékek természetes eróziójával. Mindazonáltal a hordalékkúp széléhez érve a reziduális dózisok a teljes vizsgált szakaszon a legalacsonyabb értékekre csökkennek (29. ábra).

Az érzékenységi eredmények esetén a legfelső minták értékei (pl. CW-OSL: 154 ± 19 és 159 ± 19 cts/mg/Gy) jól illeszkednek a folyó hordalékkúpjának különböző pontjairól gyűjtött, öt pleisztocén korú üledékminta átlagos lumineszcens érzékenységéhez (CW-OSL: 167 ± 9 cts/mg/Gy) (5.1. fejezet). Ennek alapján arra lehetne számítani, hogy az érzékenységi értékek nem változnak jelentősen a folyó mentén, hasonlóan Sawakuchi et al. (2018) megfigyeléseihez. A fentiekkel ellentétben azonban igen nagy változatosságot mutatnak az érzékenységi eredmények a Maros mentén.

A felszíni litológiát tekintve a Maros felső vízgyűjtőjét neogén homokos üledékek uralják, és úgy tűnik, hogy ezek kvarc frakciója csak mérsékelten érzékeny (30. ábra). Bár az Aranyos alsó folyása ugyanezekben a neogén egységeken halad keresztül, forrásvidéke az Erdélyi-középhegységben található, így vízgyűjtőjét összetett litológia jellemzi, amely főként különböző metamorf és vulkáni kőzetekből, például paragneiszből, fillitből, bazaltból és metasomatikus granitoidokból épül fel (28. ábra, 6. táblázat). Több szerző is rámutat arra, hogy a vulkáni és metamorf kőzetekből származó kvarc viszonylag alacsony lumineszcens érzékenységgel rendelkezik (Chithambo et al. 2007, Guralnik et al. 2015), ugyanakkor Sawakuchi et al. (2011) megfigyelte, hogy a magas kristályosodási hőmérséklet növelheti az érzékenységet. A vízgyűjtő területén lévő különféle vulkanikus és metamorfizált kőzetekből származó kvarc szemcsékben több beépülő és szennyező elem fordulhat elő, melyek szintén növelhetik a lumineszcens érzékenységet (Krbetschek et al. 1997). Ezeket a lehetőségeket

figyelembe véve a metasomatózis által érintett granitoidok és/vagy üledékes kőzetekből metamorfizált paragneisszekből származó kvarcsemcsék lehetnek felelősek a tapasztalt érzékenység növekedésért. Összeségében a helyi, közettani tényezők jelentős szereppel bírhatnak.

A Küküllő esetében a Maros felső szakaszán tapasztaltakhoz hasonló értékek szintén magyarázhatók lehetnek a vízgyűjtő litológiájával, mivel vízgyűjtőjét döntően ugyanazok a homokos és homokkő üledékek alkotják (28. ábra, 6. táblázat).

A Küküllő és Sztrigy közötti szakaszon a folyónak nagy az eróziós kapacitása, amit a reziduális dózisok növekedése is mutat, ám úgy tűnik ez nem befolyásolja az érzékenységet, így az itt látható kréta konglomerátumok kvarcsemcséi hasonló lumineszcens érzékenységgel rendelkeznek. A Sztrigy torkolattól lefelé található három minta esetében (325 fkm, 279 fkm és 225 fkm) egyértelmű érzékenység növekedés figyelhető meg. A közel 100 km hosszú szakaszon nem csatlakoznak jelentős mellékfolyók és a reziduális dózisok is csökkennek (29. ábra). Ez, a kvarcsemcsék többszöri átdolgozására, kioltódására utal, ami ezek szerint nagy mértékben hozzájárulhat az érzékenység növekedéséhez is.

Valamivel lejjebb a 174 fkm-nél újból az érzékenység csökkenése figyelhető meg, ami a reziduális dózisok emelkedésével párhuzamosan újból külső, alacsony érzékenyséű üledékforrás folyóba jutására és elkeveredésére utal. Ez ismét a medren belüli homokkitermeléssel és ahhoz kapcsolódó erózióval hozható összefüggésbe, ami rámutat a lokális antropogén tényezők lumineszcens érzékenységre gyakorolt hatására. A következő minták esetében (105 és 62 fkm minta) az értékek ismét növekedésnek indulnak, bár magas standard hibával, ami ismét a kvarcsemcsék nem egyenletes érzékenységre utal. A reziduális dózisok alapján ezen a szakaszon paleoüledékek eróziója és keveredése feltételezhető. Ez a jelenség azonban felhívja a figyelmet az üledékek érzékenységének esetleges időbeli változására mely az üledékes ciklusok számának időben esetlegesen változó számával állhat összefüggésben, amit pedig vélhetően a lefolyás viszonyok, a hordalékszállítás dinamikája határozhat meg.

A gyors komponens és a teljes LM-OSL eltérő érzékenyülési arányai a közepes és lassú komponensek Haddadchi et al. (2015) által is megfigyelt magasabb fokú érzékenyülésére utalnak. Ez a jelenség azonban csak a 225 fkm utáni mintáknál, a Maros alföldi szakaszán látható, ahol már saját üledékeit dolgozza át a folyó. A TL 110°C-nál látott, átlagban alacsonyabb érzékenyülés pedig arra utal, hogy a lumineszcenciáért felelős (L) rekombinációs központokban nem, de a gyors komponens létrehozását biztosító csapdapopuláció csapdáinak számában változás megy végbe (Wintle és Murray 1999, Chen et al. 2000).

A litológia szerepe továbbá a tekintetben tapasztalható még, hogy a főként neogén üledékes kőzeteket erodáló Küküllő esetében a közepes és lassú komponensek érzékenyülése magasabb fokú, mint a gyors komponensé. A többi mellékfolyó inkább vulkanikus, metamorf kőzetekkel rendelkező vízgyűjtőjén az érzékenyülési arányok minden technika esetében alacsonyak.

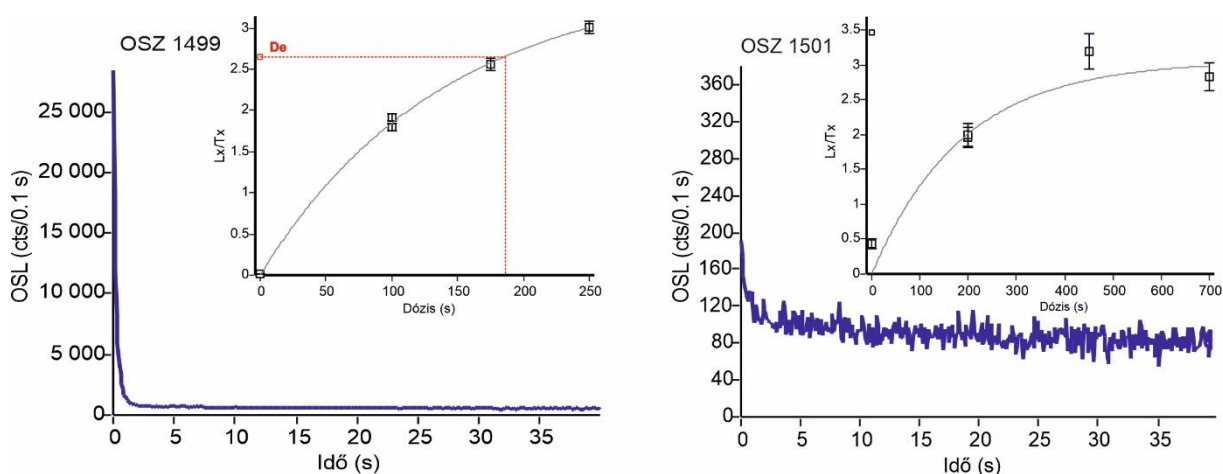
7. táblázat: A Maros az Aranyos a Küküllő, valamint a Sztrigy mentén vizsgált recens minták kvacszemcséinek reziduális dózis értékei és lumineszcens érzékenyég paramterei.

Folyó	Mintavételi pont helyzete (fkm)	Szemcse-méret (µm)	Reziduális dózis (Gy)	CW-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	110°C TL csúcs alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens részarány átlag±SE(SD) (%)	CW-OSL érzékenyülési arány (5.ciklus/1. ciklus)	TL 110°C csúcs érzékenyülési arány (5.ciklus/1. ciklus)	LM-OSL gyors komponens érzékenyülési arány (5.ciklus/1. ciklus)	Teljes LM-OSL érzékenyülési arány (5. ciklus/1. ciklus)
Maros	4	90-300	0.44±0.29	124±22(43)	1517±121(241)	150±43(85)	4269±594(1188)	3.41±0.63(1.25)	1.13±0.01	1.13±0.02	1.31±0.04	1.69±0.04
	30	90-300	0.47±0.13	69±16(32)	1533±319(638)	103±22(44)	3542±346(693)	2.83±0.46(0.92)	1.15±0.02	1.12±0.03	1.26±0.03	1.61±0.02
	52	90-300	0.71±0.48	37±5(10)	1282±320(640)	58±6(12)	2738±292(584)	2.15±0.14(0.27)	1.15±0.02	1.13±0.02	1.27±0.01	1.72±0.05
	62	150-220	0.72±0.31	202±60(146)	2821±362(887)	291±98(240)	4877±298(730)	5.60±1.56(3.81)	1.09±0.03	1.10±0.02	1.21±0.05	1.54±0.07
	105	150-220	2.78±0.49	179±47(114)	2284±233(572)	250±75(180)	4936±643(1574)	4.72±0.70(1.72)	1.15±0.06	1.10±0.03	1.26±0.08	1.52±0.04
	174	90-300	1.69±9.89	72±10(24)	1509±199(489)	104±13(31)	3891±300(734)	2.73±0.39(0.96)	1.13±0.02	1.12±0.03	1.27±0.03	1.60±0.05
	225	90-150	0.48±0.12	324±34(84)	4535±356(873)	393±41(102)	5553±213(521)	7.10±0.77(1.90)	1.24±0.09	1.16±0.03	1.39±0.16	1.58±0.09
	279	90-150	0.74±0.23	226±26(64)	4092±447(1096)	287±35(86)	5248±360(881)	5.42±0.42(1.03)	1.24±0.04	1.16±0.02	1.33±0.07	1.43±0.02
	325	90-150	0.74±0.23	232±24(58)	3428±212(519)	286±27(66)	5362±166(407)	5.37±0.52(1.26)	1.37±0.06	1.12±0.02	1.51±0.07	1.48±0.02
	336	90-150	2.56±1.20	132±7(17)	2904±462(1134)	177±9(22)	5095±289(709)	3.51±0.22(0.54)	1.19±0.02	1.06±0.02	1.31±0.02	1.48±0.01
	382	90-220	2.35±1.3	139±27(67)	2918±510(1250)	183±30(74)	4920±344(842)	3.66±0.44(1.08)	1.24±0.07	1.10±0.02	1.34±0.09	1.47±0.01
	392	150-220	1.35±0.57	124±7(18)	3691±211(517)	165±8(20)	5813±501(1226)	2.89±0.16(0.39)	1.23±0.04	1.09±0.03	1.33±0.06	1.40±0.06
	448	90-150	3.88±0.79	587±167(410)	5282±732(1792)	708±189(463)	5871±642(1572)	11.16±1.74(4.27)	1.17±0.04	1.11±0.03	1.26±0.05	1.41±0.06
	484	90-220	2.36±0.18	305±72(177)	4547±444(1087)	395±93(228)	5669±761(1864)	6.70±0.89(2.17)	1.27±0.06	1.13±0.01	1.40±0.09	1.52±0.06
	491	90-150	2.07±0.6	158±19(47)	4307±402(984)	194±20(50)	3771±190(466)	5.12±0.38(0.92)	1.41±0.06	1.19±0.02	1.55±0.08	1.40±0.01
565	90-150	nincs adat	154±19(48)	4716±494(1211)	228±29(72)	5572±555(1358)	4.04±0.26(0.63)	1.06±0.06	1.08±0.01	1.06±0.05	1.11±0.02	
Aranyos	486+2	90-150	1.34±0.66	204±13(32)	2059±138(339)	267±16(40)	4422±284(696)	6.07±0.28(0.69)	1.18±0.03	1.09±0.01	1.25±0.04	1.38±0.03
	486+8	90-220	3.21±1.43	294±36(88)	1373±45(110)	403±61(150)	4621±431(1062)	8.59±0.72(1.75)	1.21±0.03	1.11±0.02	1.25±0.01	1.46±0.03
Küküllő	420+2	90-220	1.01±0.16	146±22(55)	2738±428(1048)	217±44(108)	5337±983(2407)	4.04±0.39(0.96)	1.27±0.12	1.10±0.02	1.26±0.05	1.50±0.06
	420+14	90-220	0.84±0.36	173±35(86)	2751±407(997)	236±42(104)	4937±427(1046)	4.66±0.54(1.32)	1.13±0.01	1.10±0.01	1.20±0.01	1.50±0.02
Sztrigy	327+4	90-150	1.71±0.54	180±15(37)	2989±215(528)	245±19(46)	5487±239(586)	4.45±0.21(0.52)	1.12±0.02	1.12±0.02	1.12±0.02	1.33±0.01
	327+10	150-220	0.57±0.18	120±18(43)	1823±222(534)	181±23(57)	6470±530(1299)	2.79±0.25(0.54)	1.10±0.04	1.14±0.04	1.05±0.12	1.27±0.04

5.3. Glacio-fluviális teraszok a hegyvidéki vízgyűjtőn

5.3.1. A vizsgált minták OSL és IRSL tulajdonságai

A magasabb fluvio-glaciális terazon gyűjtött minta (OSZ 1499) esetében gyűjtött mintán végzett kombinált előhevítési teszt során alacsony, 0,6-0,7%-os rekuperáció volt megfigyelhető, míg a dózis visszaforgatási arányok közelítették az 1,0 értéket. A dózis visszamérés megbízhatósága a 200-210°C-os előhevítési hőmérsékleten volt a legjobb. Az alacsonyabban fekvő terasz falából gyűjtött minta (OSZ 1501) nagyon alacsony intenzitású jelet produkált (32. ábra). Ennek megfelelően ennél a mintánál a rekuperáció értéke minden esetben meghaladta a 10%-ot. A visszaforgatási arány, bár esetenként az átlag tekintetében megfelelőnek tűnt, de igen nagy, 10 % feletti relatív standard hibával rendelkezett, a dózis visszamérési arány esetében pedig még nagyobb ingadozás és akár 25%-nál is magasabb standard hiba volt tapasztalható.

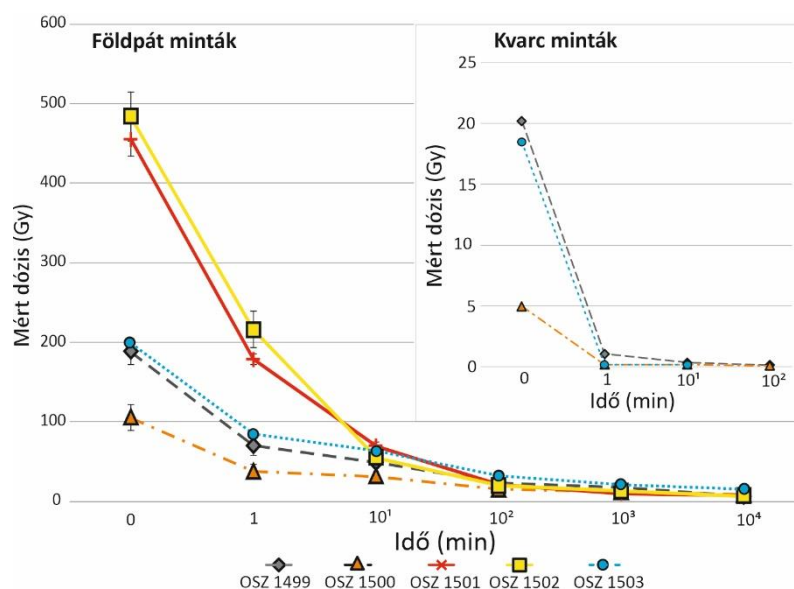


32. ábra: Reprezentatív lecsengési és dózis-lumineszcensválasz görbék az OSZ 1499 és OSZ 1501 mintákra.

A mérések során kitűnt, hogy a 2 db Râul Mare völgyének falból származó minta (OSZ 1501, OSZ 1502) esetében a nagyon alacsony lumineszcens intenzitások miatt nem lehetett a kvarc frakció egyenértékdózisát meghatározni, azaz a minták kiértékelésre alkalmatlanok voltak (32. ábra). Az OSZ 1503 minta kvarc frakciója is gyenge lumineszcens jelet produkált, számos rész mérés esetében nem lehetett dózis-lumineszcensválasz görbét felállítani. Ellenben az OSZ 1499 mintához hasonlóan az azonos helyszínen gyűjtött OSZ 1500 minta szintén igen magas intenzitást produkált (32. ábra). Az említett problémák miatt vontam be a minták kálföldpát frakcióját is vizsgálatokba.

A kálföldpát ásványok lényegesen lassabban fakulnak a kvarchoz képest, így magasabb lumineszcens jel maradhat bennük. Ennek feltárása érdekében kioltási tesztet végeztem rajtuk, illetve a minták kvarc frakcióján. Az OSZ 1501 és OSZ 1502 minta esetében a mérési problémák miatt a kvarc frakciót nem teszteltem.

A vizsgálat alapján a napon töltött 1 perces időintervallum elegendőnek bizonyult, hogy a kvarc szemcsék a kezdeti lumineszcens jel közel 95%-át elveszítsék, míg 10 perc alatt 98%-kal csökkent ez az érték (33. ábra). Az OSZ 1503 mintánál 100 percet, az OSZ 1499 és 1500 esetén pedig 1000 percet követően vált kimutathatatlanná a kioltást követően mért reziduális dózis (8. táblázat). A kvarc esetében megfigyelhető, hogy a vizsgált dózis tartományban az egyenértékdózis kezdeti nagysága nem befolyásolta jelentősen a kioltódás mértékét, azaz 5 Gy-nek és a 20 Gy-nek megfelelő lumineszcens jel, közel teljes kioltásához is elegendő volt az 1 perces megvilágítás (33. ábra).



33. ábra: A kioltási teszt közben a mintacsoportokban mért reziduális dózisok nagysága.

A minták káliföldpát frakciói a napon töltött 1 perces időintervallum alatt a bennük lévő, pIR₅₀IR₂₉₀ protokollal mérhető dózis közel 60%-át veszítették csak el. A legnagyobb csökkenés az OSZ 1500-as minta (64%), a legkisebb pedig az OSZ 1502 minta esetében (55%) jelentkezett (33. ábra). Ellentétben a kvarc frakcióval a káliföldpát minták 1000 percet követően is még mérhető pIR₅₀IR₂₉₀ jellel rendelkeztek, de addigra már a bennük lévő egyenértékdózis a kezdeti érték 2-10%-ra redukálódott. A teljes folyamat alatt a legnagyobb csökkenés az OSZ 1501 és OSZ 1502 minta esetében történt, ahol a teljes jel 98%-a kioltódott a napfény hatására (33. ábra, 8. táblázat). Megfigyelhető, hogy 10 perc alatt minden minta esetében a természetes egyenértékdózis kezdeti nagyságától függetlenül, hasonló szintre csökkent a mért dózis értéke (33. ábra, 8. táblázat). Ez alapján a kioltódás mértéke a káliföldpátok esetében is viszonylag gyorsan függetlené válik a kiindulási dózistól.

8. táblázat: A kioltási teszt során mért reziduális dózisok.

KÁLI-FÖLDPÁT	<i>0 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>1 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>10 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>100 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>1000 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>10000 min</i> <i>D_r (Gy)</i>
OSZ 1499	188.43 ±15.99	70.54±12.19	49.17±6.88	24.15±1.13	18.00±1.61	6.95±2.39
OSZ 1500	105.68±16.56	38.13±8.27	31.69±1.17	15.52±2.06	12.32±2.86	9.18±1.12
OSZ 1501	455.5±21.8	178.98±6.95	69.94±5.03	21.80±2.32	10.92±0.99	7.66±0.15
OSZ 1502	484.1±30.79	215.98±22.88	55.19±6.01	20.36±1.10	13.23±0.57	7.41±1.15
OSZ 1503	199.17±23.25	85.49±17.81	64.52±3.83	33.08±3.85	21.95±3.66	15.53±1.96
KVARC	<i>0 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>1 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>10 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>100 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>1000 min</i> <i>D_r (Gy)</i>	<i>10000 min</i> <i>D_r (Gy)</i>
OSZ 1499	20.2±0.46	1.07±0.19	0.34±0.17	0.14±0.06	-	-
OSZ 1500	4.97±0.26	0.18±0.03	0.19±0.06	0.10±0.01	-	-
OSZ 1501	-	-	-	-	-	-
OSZ 1502	-	-	-	-	-	-
OSZ 1503	18.47±1.92	0.17±0.09	0.16±0.16	-	-	-

5.3.2. A kvarc frakció lumineszcens kor eredményei

A glacio-fluviális minták esetében, a feltételezett csekélyebb mértékű kioltódás miatt, az egyenértékdózisok kiértékelésére a MAM modell ajánlott. A kvarc frakcióból mért egyenértékdózis eloszlás görbéi alapján a korszámításokhoz a CAM modellt használtam. Mivel a vizsgált kvarc minták eloszlási diagramjain nem látszik aszimmetria, az eloszlás egy módusú, valamint a kioltási teszt alapján viszonylag gyorsan minimalizálódik a reziduális dózis mértéke (M2. ábra).

A korok tekintetében a felső fluvio-glaciális teraszon a glaciális eredetű tömbök mellett gyűjtött OSZ 1499 minta $10,5\pm 0,49$ ezer éves, míg a másik itt található OSZ 1500-as minta $6,99\pm 0,79$ ezer éves (9. táblázat). A Râul Mare völgyének meredek falából gyűjtött OSZ 1501 és OSZ 1502 minták esetében az alacsony lumineszcens intenzitás miatt a kvarc frakcióból nem lehetett kort meghatározni. A SAR mérések során 48 db korongból egy mérés sem felelt meg az elfogadási kritériumnak, ezen felül közel minden második rész minta esetében nem sikerült dózis-lumineszcensválasz görbét illeszteni az adatokra (32. ábra). Az ötödik minta (OSZ 1503) esetében amely szintén az alacsonyabb teraszszintről származott, nagyobb közettörmelékek közül, látható a legnagyobb eltérés a CAM és MAM modellel számolt kor értékek között. A minta kvarc frakciójának CAM modellel számolt kor értéke $11\pm 1,2$ ezer év, míg MAM-al ez $5,94\pm 0,83$ ezer év (9. táblázat).

5.3.3. A káliföldpát frakció lumineszcens kor eredményei

A káliföldpát koreredmények a 2 mm-es maszk segítségével szórt részmintáinak (MG) kiértékeléséhez minden esetben MAM kormodellt alkalmaztam. A felső teraszon lévő OSZ 1499 minta többszemcsés káliföldpát IRSL kora $58\pm 8,9$ ezer év. A minta kvarc frakciójából mért érték ennek majdnem ötöde. Az ugyanezen a szinten lévő OSZ 1500 minta esetében hasonló túlbecslés látszik (9. táblázat). Az alacsonyabb terasz felszínéről gyűjtött OSZ 1503-as minta szintén nagyjából ötszörös túlbecsléssel $51\pm 9,3$ ezer éves üledékképződési időt mutat. A Râul Mare völgyének oldalfalából származó OSZ 1501-es minta 180 ± 20 ezer évesnek, míg az OSZ 1502-es minta 162 ± 15 ezer évesnek adódott. Ezen értékeket a minták kvarc lumineszcens korától nagyon eltérnek, további következtetések levonására nem alkalmasak.

A káliföldpátok esetén az egyszemcsés módszerrel (SG) történő egyenértékdózis meghatározás során szintén a MAM statisztikai modellt használtam. Az így meghatározott egyszemcsés káliföldpát korok az OSZ 1499-nél $9,6\pm 1,8$ ezer évnek, míg az OSZ 1500 esetében $5,6\pm 0,78$ ezer évnek adódtak. A többszemcsés káliföldpát eredményekhez viszonyítva lényegesen alacsonyabbak, ugyanakkor a kvarc frakcióból számított lumineszcens korokkal hibahatáron belül megegyeznek (9. táblázat). Az OSZ 1503-as minta egyszemcsés káliföldpát kora $11,86\pm 2,18$ ezer év, azaz gyakorlatilag megegyezik ugyanezen minta $11\pm 1,2$ ezer éves kvarc korával (9. táblázat).

Összehasonlítva a többszemcsés és egyszemcsés méréseket az OSZ 1501 minta esetében 180 ± 20 ezer év helyett $37\pm 6,5$ ezer évet kaptam, míg az OSZ 1502-es minta esetében 161 ± 15 ezer év helyett $38\pm 5,3$ ezer évet.

9. táblázat: Összefoglaló táblázat a Gura Zlata és Râul Mare völgyben vizsgált minták egyenértékdózis és dózisteljesítmény értékeiről, valamint a lumineszcens koreredményekről.

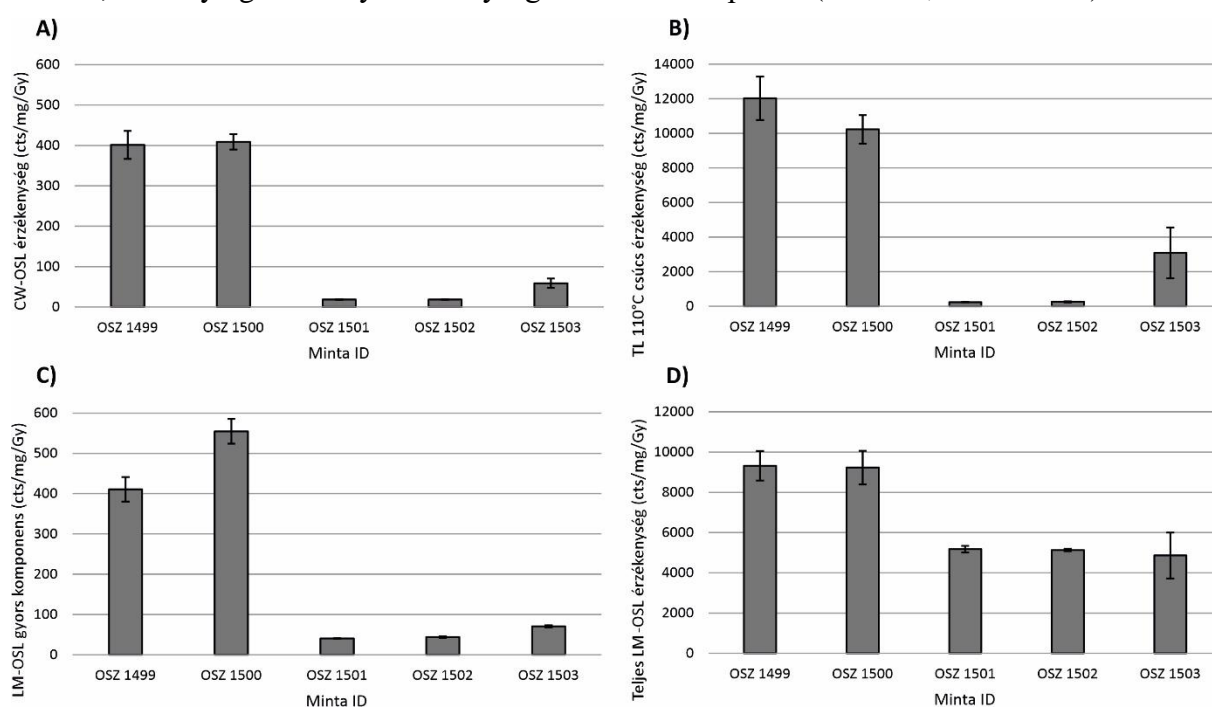
	Minta ID	Nedvesség-tartalom (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Szemcse-méret (µm)	Ásvány	D* (Gy/ka)	Mérési módszer	Kor modell	D _e (Gy)	Kor (ka)	
<i>Gura Zlata völgy</i>	OSZ 1499	10±5	1.33±0.02	4.38±0.08	1.36±0.05	150-220	Kvarc	1.92±0.08	MG	CAM	20.2±0.46	10.5±0.49	
							Kálföldpát	2.58±0.19	MG SG	MAM MAM	149±20 25±4.1	58±8.9 9.6±1.8	
	OSZ 1500	19±5	1.25±0.02	2.94±0.06	1.46±0.06	150-220	Kvarc	0.71±0.07	MG	CAM	4.97±0.26	6.99±0.79	
							Kálföldpát	2.41±0.17	MG SG	MAM MAM	74.35±11.79 13.41±1.61	31±5.4 5.6±0.78	
	<i>Râul Mare völgy</i>	OSZ 1501	13±5	0.96±0.02	2.22±0.06	1.62±0.05	150-220	Kvarc	-	-	-	-	-
								Kálföldpát	2.50±0.18	MG SG	MAM MAM	453±37 93±15	180±20 37±6.5
OSZ 1502		7±5	1.12±0.01	2.57±0.06	1.87±0.04	150-220	Kvarc	-	-	-	-	-	
							Kálföldpát	2.94±0.15	MG SG	MAM MAM	477±36 112±14	162±15 38±5.3	
<i>Gura Zlata völgy</i>	OSZ 1503	16±5	1.37±0.02	4.98±0.09	1.22±0.05	150-220	Kvarc	1.75±0.07	MG	CAM	19±1.9	10.5±1.2	
							Kálföldpát	2.41±0.17	MG SG	MAM MAM	123±21 29±4.7	51±9.3 12±2.1	

5.3.4. A lumineszcens érzékenység jellemzése

A kvarc frakció érzékenységi értékeinek tekintetében mindegyik technika esetében szignifikáns különbségek fedezhetők fel a minták között (34. ábra). A CW-OSL eredmények esetén az azonos szintről származó OSZ 1499 és OSZ 1500 minták igen magas, szinte ugyanakkora (401 ± 35 , valamint 409 ± 19 cts/mg/Gy) lumineszcens érzékenységgel bírnak (34A. ábra, 10. táblázat). A Maros mentén és hordalékkúpján vizsgált kvarcsemcsék ennek az intenzitásnak átlagban csak a felét adják (5.1. fejezet).

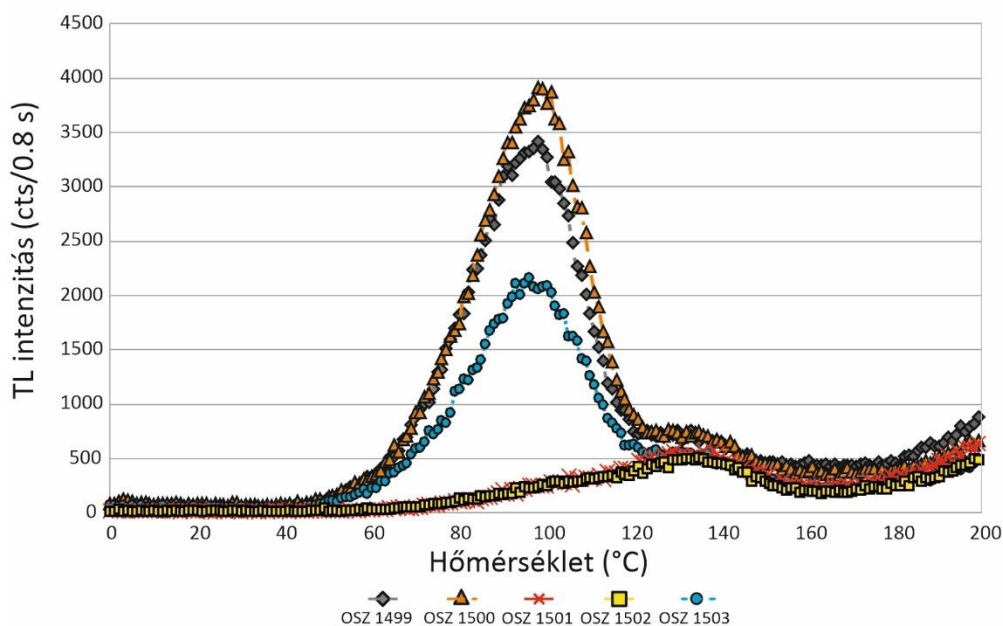
A fentiekkel ellentétben az OSZ 1501 és 1502 kvarc mintáknak mintegy hússzor alacsonyabb volt a CW-OSL érzékenysége. Mindkét minta megegyező ($18,6 \pm 0,7$ és $18,6 \pm 0,6$ cts/mg/Gy) eredményt produkált (34A. ábra, 10. táblázat). Az OSZ 1503 minta esetében szintén viszonylag kismértékű ($59,0 \pm 11,5$ cts/mg/Gy) lumineszcens érzékenységet mértem, ami majd hétszer alacsonyabb az OSZ 1499 és 1500 eredményeinél. Ezenfelül a többi mintához viszonyítva jóval magasabb bizonytalansággal, így 20% körüli standard hibával és majd 60%-os szórás értékkel rendelkezik ez a minta (34A. ábra, 10. táblázat).

Összességében az OSZ 1499 és OSZ 1500 minták igen érzékenyek mutatkoztak, míg az OSZ 1501 és OSZ 1502 minták érzéketlennek bizonyultak. Az OSZ 1503 minta pedig a kettő közötti, viszonylag alacsony érzékenységi intenzitást képvisel (34. ábra, 10. táblázat).



34. ábra: A Retyezát Gura Zlata és Râul Mare völgyében vizsgált minták kvarc ásványainak (A) CW-OSL, (B) TL 110°C-os csúcs, (C) LM-OSL gyors komponens és (D) Teljes LM-OSL érzékenységi eredményei.

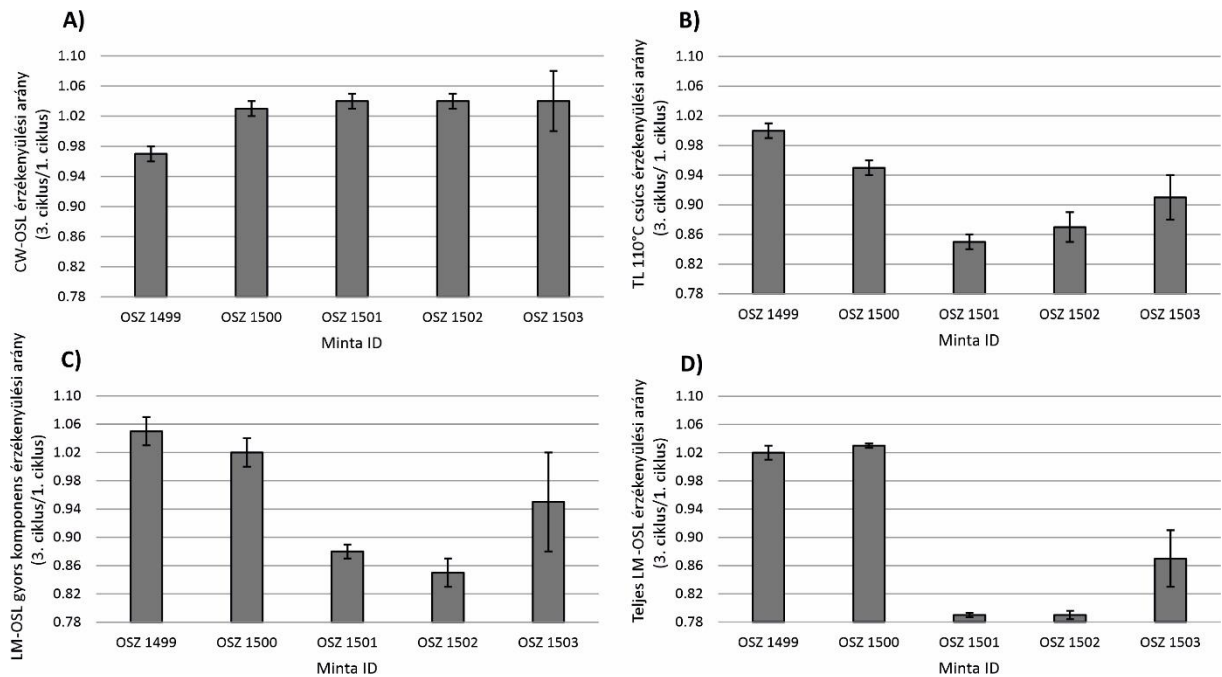
A minták 110°C-os TL csúcs érzékenységi értékei a CW-OSL eredményekkel nagyfokú hasonlóságot mutatnak (34. ábra). A minták közötti különbségek azonban erőteljesebbek (34A,B. és 35. ábra). Az OSZ 1499 és OSZ 1500 minták TL görbéin jól kirajzolódik a kvarcokra jellemző 110°C-os TL csúcs (35. ábra). Az OSZ 1501 és OSZ 1502-es minták esetében azonban ezen csúcsok hiányoznak (35. ábra). Az OSZ 1503-as minta esetében pedig a lumineszcens intenzitás csak közel fele akkora, mint az OSZ 1499 és OSZ 1500 minták esetében (35. ábra).



35. ábra: A vizsgált retyezati kvarc minták TL görbéi.

A teljes LM-OSL érzékenység esetén mérséklődnek a minták közötti különbségek, ami a közepes és lassú komponensek jelentős részarányára utal az érzéketlen mintákban (34D. ábra). Mindegyik minta esetében 4 db komponens felbontása sikerült: gyors, közepes és 2 db lassú komponens. Az LM-OSL mérések alapján a két érzékeny minta (OSZ 1499, OSZ 1500) esetében a legmagasabb a gyors komponens részaránya (M1. ábra). A kezdeti szakaszban (0-50 s) csak ez a komponens dominál (98%<). A teljes LM-OSL érzékenységhez viszonyítva a gyors komponens $4,4\pm 0,1\%$ (OSZ 1499), valamint $6,1\pm 0,8\%$ -os (OSZ 1500) részarányt képvisel.

Az OSZ 1501 és OSZ 1502 minták esetében a jel kezdeti (0-50 s) szakaszában a teljes jelintenzitásnak csak alig 35-40%-át képviseli a gyors komponens (M1. ábra). A lassú komponensek azonban már a kezdeti szakaszban is magasabb, 40-50% közötti részarányal vannak jelen. A teljes LM-OSL intenzításban a gyors komponens rendre csak maximum 1-1%-os részarányt jelent. Az OSZ 1503-as mintánál a gyors komponens kb. 85%-ban dominálja a jel kezdeti szakaszát (0-50 s), valamint megközelítőleg $1,6\pm 0,4\%$ -os részarányt mutat a teljes LM-OSL jelhez viszonyítva (10. táblázat).



36. ábra: A Retyezát Gura Zlata és Râul Mare völgyében vizsgált minták kvarc ásványainak (A) CW-OSL, (B) TL 110°C-os csúcs, (C) LM-OSL gyors komponens és (D) Teljes LM-OSL érzékenyülési arányai.

Az 5 ciklusos CW-OSL érzékenységváltozás tekintetében csak egy esetben az OSZ 1500-nál figyelhető meg a legnagyobb, $1,12 \pm 0,02$ arányú növekedés (36. ábra, 10. táblázat). Az OSZ 1499, OSZ 1501 és OSZ 1502 minták esetében, a mérési hiba figyelembevételével, nem történt jelentős változás a kezdeti értékhez képest sem a 3 ciklusos, sem az az 5 ciklusos mérés során (10. táblázat). Mindeközben a 110°C TL csúcs tekintetében a két érzéketlen minta (OSZ 1500 és OSZ 1501) már rendre $0,85 \pm 0,01$ és $0,87 \pm 0,02$ arányokkal csökkenést produkált. Az LM-OSL gyors komponens, valamint a teljes LM-OSL érzékenységénél szintén csökkenés figyelhető meg (36. ábra, 10. táblázat).

Az OSZ 1503 jelű kvarc minta a 110°C TL csúcs ($0,91 \pm 0,03$), a LM-OSL ($0,87 \pm 0,04$), valamint a gyors komponens ($0,98 \pm 0,07$) esetében is csökkenő érzékenységgel jellemezhető. Ugyanakkor az összes minta közül ezen eredmények a legbizonytalanabbak és a legnagyobb hibával terheltek (36. ábra).

10. táblázat: Összefoglaló táblázat a Gura Zlata, Râul Mare völgyben vizsgált kvarc minták lumineszcens tulajdonságairól.

Minta ID	Szemcse-méret (µm)	CW-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	TL 110°C csúcs alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors alap komponens érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens részarány átlag±SE(SD) (%)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 5./ciklus 1.)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	110°C TL csúcs érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	LM-OSL gyors komponens érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	Teljes LM-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	
<i>Gura Zlata völgy</i>	OSZ 1499	150-220	401±35(104)	12028±1252(2169)	411±30.4(53)	9318±732(1268)	4.41±0.05(0.08)	1.01±0.02	0.97±0.01	1.00±0.01	1.05±0.02	1.02±0.01
	OSZ 1500	150-220	409±19(58)	10231±828(1435)	555±30.6(53)	9230±834(1444)	6.14±0.78(1.34)	1.12±0.02	1.03±0.01	0.95±0.01	1.02±0.02	1.03±0.003
<i>Râul Mare völgy</i>	OSZ 1501	150-220	18.6±0.7(2.2)	235±11.8(21)	40.5±0.84(1.46)	5176±168(290)	0.78±0.01(0.02)	1.04±0.02	1.04±0.01	0.85±0.01	0.88±0.01	0.79±0.003
	OSZ 1502	150-220	18.6±0.6(1.7)	258±30.8(53)	44.1±2.20(3.81)	5131±57(99)	0.86±0.04(0.08)	1.02±0.01	1.04±0.01	0.87±0.02	0.85±0.02	0.79±0.006
<i>Gura Zlata völgy</i>	OSZ 1503	150-220	59.0±11.53(35)	3089±1461(2067)	70.5±2.77(3.92)	4861±1147(1622)	1.55±0.42(0.50)	1.09±0.05	1.04±0.04	0.91±0.03	0.95±0.07	0.87±0.04

5.3.5. Következtetések

A mérések alapján megállapítható, hogy egy viszonylag kis területen nagy különbségek vannak a kvarc frakció lumineszcens tulajdonságaiban. A vizsgált fluvio-glaciális teraszrendszer anyagából származó minták kvarc frakciója teljesen érzéketlen, míg a terasz felszínén gyűjtött minták kiemelkedő érzékenységgel bírnak. Ez alapján a két üledékanyag eredete eltérő lehet, ami arra enged következtetni, hogy az OSZ 1501 és 1502 minták valószínűleg a Râul Mare völgyhöz, míg az OSZ 1499, OSZ 1500 és 1503 minták a Gura Zlata völgyhöz köthetők. Mindez a primer tényezők jelentőségére enged következtetni (pl. Moska és Murray 2006, Sawakuchi et al. 2011, Tsukamoto et al. 2011, Lü et al. 2014, Zular et al. 2015).

Az érzékenység mérések rámutattak, hogy az OSZ 1501 és OSZ 1502-es Râul Mare-hoz köthető minták kvarc frakciója az alacsony érzékenységük miatt alkalmatlanok az egyenértékdózis mérésére és a kor meghatározására. Ennek hátterében a gyors komponens igen alacsony részaránya és gyenge intenzitása áll, amely azonban a SAR protokollban nélkülözhetetlen a megbízható egyenértékdózis méréshez (Wintle és Murray, 2006). Az OSZ 1503-as minta esetében a kezdeti szakaszban csak 85%-ban domináns a gyors komponens, ami már általában elegendőnek bizonyult a SAR méréshez. Ugyanakkor csak nagyobb bizonytalansággal rendelkező kvarc kort lehetett megállapítani. Ezzel szemben az OSZ 1499 és OSZ 1500-as minták esetében a gyors komponens majdnem 100%-ban dominálta a kezdeti jelet.

Az érzéketlen minták esetében egyáltalán nem jelenik meg a 110°C-os TL csúcs, míg az érzékeny minták esetében ez jól kirajzolódik. Ez alapján így pl. Aitken és Smith (1988); Franklin et al. (1995); Aitken (1998); Wintle és Murray (1999); Chen et al. (2000); Kitis et al. (2010) által vázolt 110°C-os csúcs és gyors komponensek közös lumineszcens rekombinációs központjai közötti kapcsolat jól kimutatható.

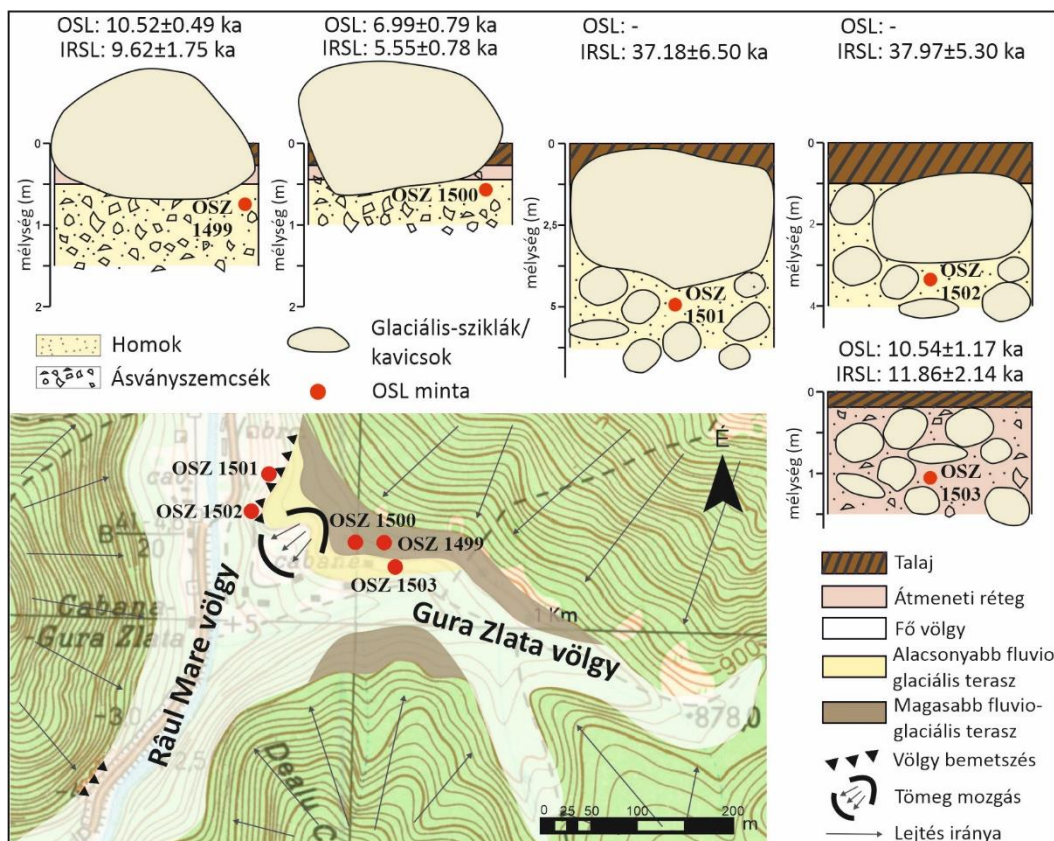
Kvarc esetében viszonylag rövid, közel 1 perces természetes kioltódás is elengedőnek bizonyult a reziduális dózis minimalizálására. A részmerések eloszlása sem utalt arra, hogy jelentős reziduális dózissal rendelkeznek az egyes kvarc szemcsék. Így valószínűsíthető, hogy a vizsgált kvarc szemcsék megfelelően kioltódtak.

A kioltási tesztek továbbá igazolták Godfrey-Smith et al. (1988); Preusser (1999); Buylaert et al. (2012); Gray et al. (2019) megfigyeléseit, miszerint a káliföldpát minták esetében lassabb a csapadék ürülése, így sokkal nagyobb lehet esetükben a reziduális dózis nagysága. A kvarcból mért korokhoz viszonyítva emiatt nagyfokú túlbecslést mutatnak a lumineszcens korok (pl. Colarossi et al. 2015; Möller és Murray 2015, Smedley et al. 2019). Vizsgálataim alapján a káliföldpát 90%-os kioltásához ~100 perc volt szükséges. Hasonló mértékű reziduális dózis csökkenést tapasztalt Bickel et al. (2015) alpi fluvio-glaciális üledékek káliföldpátjai esetében. Vizsgálataiban a minták pIR₅₀IR₂₂₅ jele 2 órás természetes napfény hatására a kezdeti érték közel 95%-kal csökkent.

Vizsgálataim során a MG mérések során egyidejűleg nagyjából 200 db káliföldpát szemcse mérése történt. Így a nem megfelelően fakult szemcsék lumineszcens jele statisztikailag túlbecslést okozhat (Fitzsimmons 2011). Ezen eredmények arra utalnak, hogy a többszemcsés káliföldpát mérés nem alkalmas megbízható egyenértékdózis meghatározására. Egy-egy szemcse mérése során azonban jobban kiszűrhetők a megfelelő mértékben fakult szemcsék. A SG módszerrel mért káliföldpát kor értékek jó egyezést mutattak a kvarc korokkal. A SG káliföldpát mérések ezáltal megbízhatóan használhatók lehetnek olyan helyzetekben, ahol nincs kvarc ásvány és/vagy azok alkalmatlansága miatt nem lehetséges az OSL kormeghatározás (pl. Lüthgens et al. 2017, Braumann et al. 2019).

A két OSZ 1501 és OSZ 1502-es Râul Mare völgy oldalából gyűjtött minta homogén homokos rétegből, valamint ténylegesen a glaciális eredetű tömbök alól kerültek begyűjtésre (37. ábra). Mindkét szikla körülbelül 1 m-es üledékréteggel volt fedve így kizárható annak a lehetősége, hogy utólagos bemosódás rakta volna le a vizsgált mintákat (37. ábra). Esetükben az OSZ 1501 minta egyszemcsés káliföldpát kora 37,2±6,5 ezer év, míg az OSZ 1502 minta

pedig $38,0 \pm 5,3$ ezer év (37. ábra). Ezen értékek alapján a Râul Mare bevágódásával feltárt fluvio-glaciális teraszanyag a glaciális enyhébb időszakában a MIS 3 stádiumban halmozódhatott fel. A völgyfal erodálására és a Râul Mare bevágódására pedig a későbbiekben, klíma átmenet kapcsán kerülhetett sor.



37. ábra: A Gura Zlata és Râul Mare völgyben vizsgált minták elhelyezkedése, valamint a többszemcsés kvarc és egyszemcsés káliföldpát kor eredményei (Sipos et al. (2018) alapján).

A Gura Zlata völgy esetében a teraszszinteken vizsgált minták kor eredményei késő-glaciális, holocén (6-10 ezer év közötti) üledékképződést mutatnak (37. ábra). Lumineszcens érzékenységeik alapján a felsőbb terazon lévő (OSZ 1499 és OSZ 1500) két érzékeny minta gyaníthatóan egy forrásterülethez tartozhat, míg a lejjebb lévő teraszfelszínen gyűjtött (OSZ 1503) minta érzékenység értékei alapján az feltételezhető, hogy egy ezektől a mintáktól eltérően más összetételű üledéket reprezentál.

Összeségében a teraszfelszín kialakulási ideje és módja az adatok alapján bizonytalan, nehezen azonosítható a fő kialakító geomorfológiai folyamat. Az LGM végmorénák magasságát a Gura Zlata völgyben 1030-1060 m magasságra teszik (Urdea 2000), míg a vizsgálati helyszín ettől lejjebb ~770-810 m között helyezkedett el. Ezek alapján poszt-genetikus folyamatok – tömegmozgás esetleges fluvialis tevékenység – juttathatták jelenlegi helyükre a glaciális eredetű tömböket. Ugyanakkor a teraszfelszíneken lévő sziklák mellől gyűjtött, ásványszemcsékkel kevert üledékek, a völgyeket érintő nagyobb árvizek kapcsán rakodhattak le. Így a felső terasz szint bevágódási fázisa nem a begyűjtött minták által jelzett időszakban történt.

5.4. Hátszegi-medence hordalékkúpjainak fejlődése

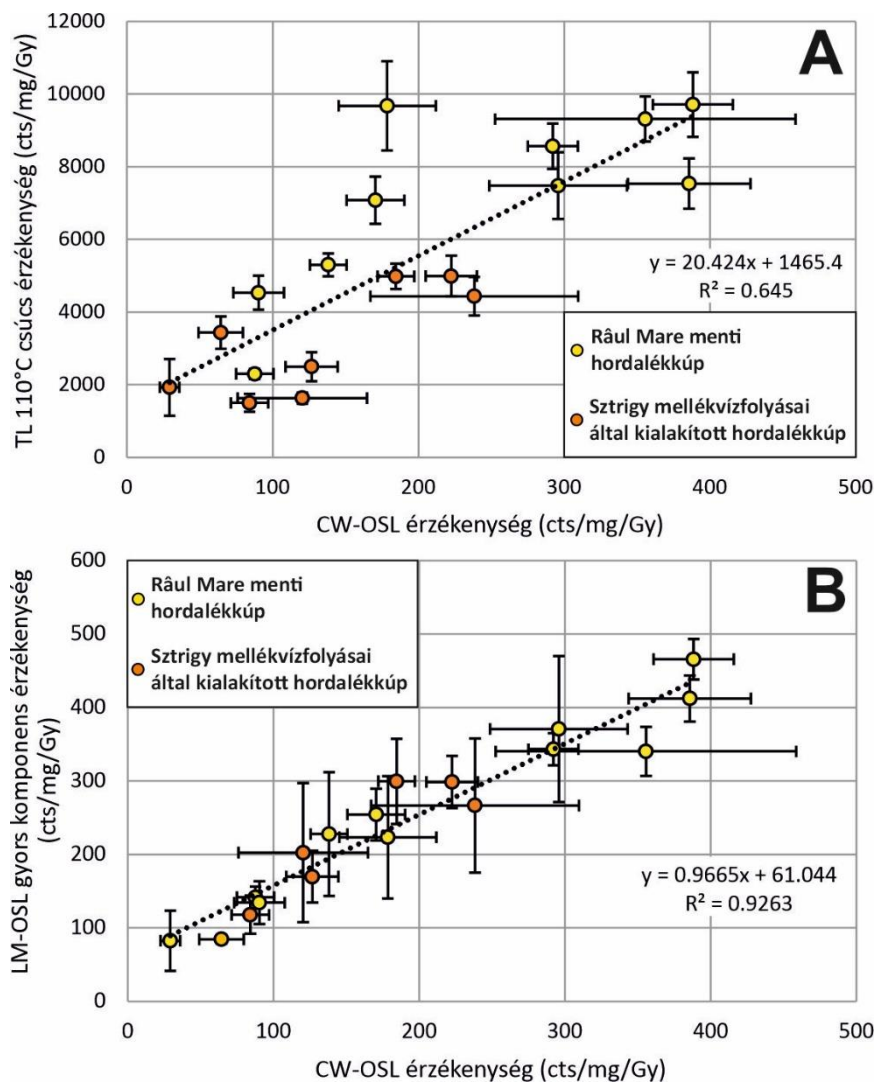
5.4.1. A vizsgált minták OSL és IRSL tulajdonságai

A Hátszegi-medence területéről begyűjtött mintákat minden esetben elsősorban homok szemcseméretű kvarcra kívántam feltárni, az esetlegesen nem megfelelő természetes kioltódás miatt fellépő kor túlbecslés minimalizálása érdekében (2.2.4. fejezet). Az üledékanyagok iszapos, illetve agyagos összetétele miatt ez több esetben csak úgy sikerült, hogy igen széles szemcsetartományt (90-300 μm) készítettem elő a mérésekhez. Minden egyes ilyen típusú mintánál a domináns finom frakció (4-11 μm) is feltárássra került és abból is megtörtént az egyenértékdózis és a lumineszcens kor meghatározása. Azokban az esetekben, amikor a kvarc frakcióból a kormeghatározás sikertelen volt (OSZ 1769, OSZ 1770), vagy a durvaszemcsés kvarcból számolt kor telítődést mutatott (OSZ 1780) vagy az eredmény a 20 ezer évet meghaladta (OSZ 1774, OSZ 1776, OSZ 1778) a minták káliföldpát frakcióját is feltártam, melyeken, az előző mintaterülethez hasonlóan (5.3. fejezet) egyszemcsés pIR₅₀IR₂₉₀ méréseket hajtottam végre.

A részeredmények eloszlásainak OD értékei a többszemcsés kvarc mérések során végig 20% alatt maradtak (M4. ábra). Több minta esetében a CAM és MAM modellből számított egyenértékdózisok szinte azonosak voltak, egymáshoz képest hibahatáron belül mozogtak. A fentiek miatt a többszemcsés kvarc mérések esetén a CAM modellt alkalmaztam, míg a káliföldpát egyszemcsés pIR₅₀IR₂₉₀ méréseinél a MAM modellt. A finomszemcsés mérések esetén pedig a részmerések átlagát és standard hibáját vettem alapul a lumineszcens korszámításhoz.

A vizsgált minták lumineszcens jelét 5 db komponensre lehetett felbontani. A jel kezdeti szakaszát (0-50 s), ugyan különböző intenzitással, de a gyors komponens dominálta több mint 90%-os részesedéssel. Ez alól 2 db minta volt kivétel, az OSZ 1769 és 1770 mintánál a kezdeti jelintenzitás csak alig 40%-át képviselte a gyors komponens, így ezen esetekben ahogy fent már említettem a kvarc ásvány alkalmatlannak bizonyult az OSL mérésekre (M3. ábra). A különböző érzékenységi paraméterek esetében a már korábbiakban is megállapított összefüggések és kapcsolatok (5.1. fejezet) tapasztalhatók (38. ábra). Ezek alapján a továbbiakban az egyszerűség kedvéért, az egyes minták érzékenységének jellemzésére a CW-OSL paramétert alkalmazom. Az érzékenyülési arányokat szintén a CW-OSL technika eredményein keresztül elemzem, ahol 5 db cikluson keresztül történt az érzékenyítés.

A terület geomorfológiai vizsgálatának magyarázata során a mintákat elhelyezkedésük alapján területileg 2 fő csoportba osztottam: 1) Râul Mare hordalékkúpjáról származó minták, 2) a Sztrigy mellékvízfolyásai által kialakított hordalékkúpokról származó minták.



38. ábra: A Hátszegi-medencében vizsgált kvarc minták (A) TL 110°C csúcs/CW-OSL és (B) LM-OSL gyors komponens/CW-OSL paramétereik közötti összefüggések.

5.4.2. Râul Mare menti hordalékkúp lumineszcens kor és érzékenység adatai

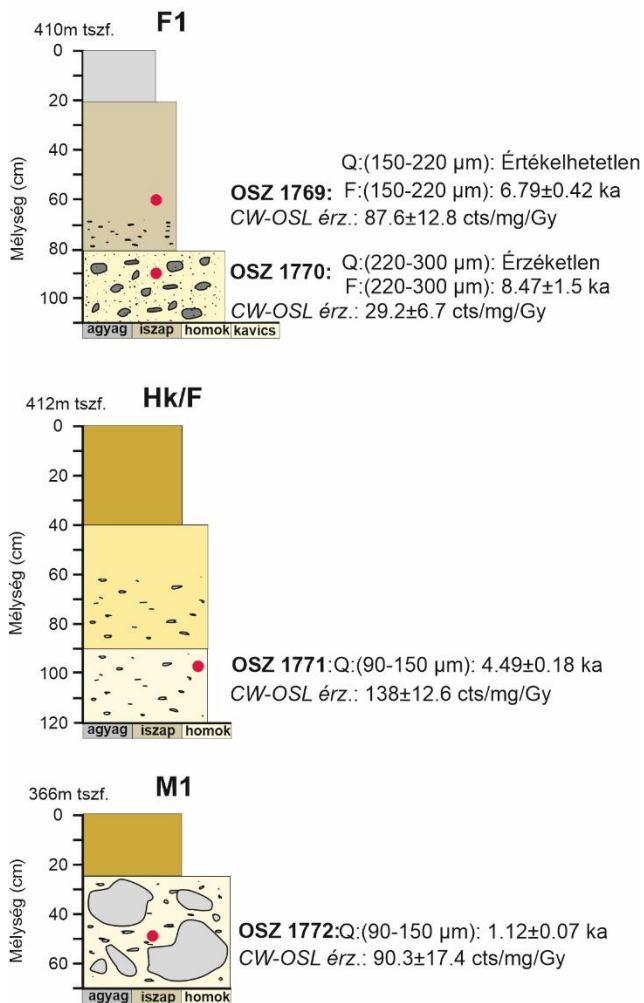
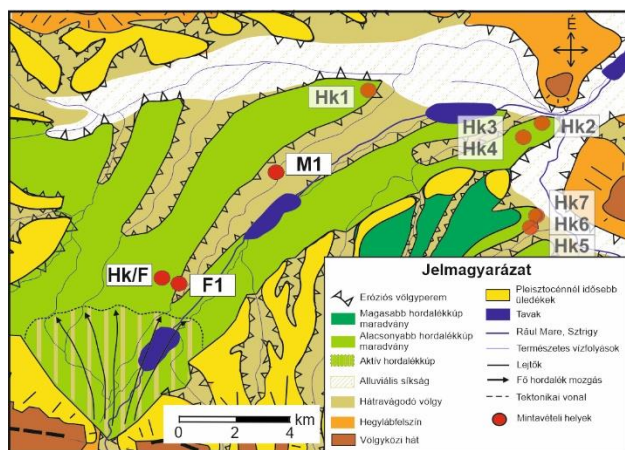
A Hátszegi-medencében a Râul Mare völgyének szájától, a hordalékkúp legmagasabb vizsgált szintjéről a vízfolyás medre mellől az F1 jelzésű pontban 2 db minta (OSZ 1769, OSZ 1770) került begyűjtésre. A hordalékkúp ezen részén a vízfolyás enyhe bevágódása figyelhető meg (39. ábra). A szelvény legalján, a felszíntől 80 cm mélységtől kezdődően egy 5-7 cm átmérőjű kavicsokat tartalmazó homokréteg volt (39. ábra). A rétegből 90 cm mélységben egy minta (OSZ 1770) került begyűjtésre, amelynek kvarc frakciója OSL mérésekre alkalmatlan volt. A minta káliföldpát frakciójának egyszemcsés $pIR_{50}IR_{290}$ mérése alapján azonban $8,47 \pm 1,5$ ezer éves IRSL kort adott (39. ábra). A következő, 60 cm vastagságú réteg már finomabb szemcseméretű, szürkés-barnás színű iszapos-homok üledékből állt. A réteg alján kőzetmálladék volt. Az innen gyűjtött OSL minta (OSZ 1769) durva kvarc frakciója (150-220 μm) szintén kiértékelhetetlen volt. A káliföldpáton végzett SG mérés $6,79 \pm 0,42$ ezer éves üledékképződést mutat (39. ábra, 11. táblázat). A két minta a Gura Zlata völgyben látott (OSZ 1501 és OSZ 1502 (5.3.1. fejezet, 33. ábra) mintákhoz hasonlóan viselkedett. OSL egyenértékűségeik nagyon magas bizonytalansággal rendelkeztek és a kiértékelési kritériumok egyikének sem feleltek meg.

Ezen helyszínen elhelyezkedő minták érzékenységi szempontból alacsony szintet képviselnek (39. ábra). Az LM-OSL mérések alapján is az OSZ 1501 és 1502 (CW-OSL $18,6 \pm 0,7$ cts/mg/Gy) érzéketlen mintákkal mutatnak hasonlóságot, a kezdeti jelszakaszt csak 40%-ban domináló gyors komponens miatt. Érzékenyülési arányaik alapján szignifikáns a két minta közötti különbség. Míg a szelvény tetején lévő minta (OSZ 1769) kvarc frakciója csökkenő ($0,85 \pm 0,01$), addig a szelvény alján található minta (OSZ 1770) növekvő ($1,34 \pm 0,06$) érzékenyülési arányt mutatott (13. táblázat).

A jelenlegi ártér felett 2 m-rel húzódó felszínen (tszf. 412 m) fonatos medermaradványok nyomai is láthatók voltak (Hk/F). Itt 120-40 cm között felfelé finomodó, illetve közepes szemcseméretű homokból felépülő, 1-2 cm átmérőjű kavicsokat tartalmazó, réteget találtunk. A 100 cm-es mélységből begyűjtött, OSZ 1771 jelzésű minta OSL kora $4,49 \pm 0,18$ ezer év (38. ábra). A minta CW-OSL érzékenysége 138 ± 13 cts/mg/Gy, ami a Maros hordalékkúpon lévő minták átlagos érzékenységre hasonlít. Érzékenyülése mérsékelt ($1,11 \pm 0,02$) (13. táblázat).

Az előző pontoktól ÉÉK-re szintén az ártéren található az M1 mintavételi pont. Itt a bevágódott völgytalp és a hordalékkúp relatív szintkülönbsége már 5 m volt. Ezen a területen a vízfolyás medre már menaderező volt. A szelvény felső talajosodott finom homokos réteget már közel 25 cm-en kavicsból és nagyobb szikladarabokból álló réteg követte, melyek között homok volt (39. ábra). A szikladarabok közül 50 cm mélységből származik az OSZ 1772 minta. A kvarc OSL mérések alapján a réteg keletkezése $1,12 \pm 0,07$ ezer éve történt (11. táblázat). Az előző pontokban gyűjtött mintákhoz képest nem figyelhető meg szignifikáns eltérés az érzékenységi értékek tekintetében ($90,3 \pm 17,4$ cts/mg/Gy). Ugyanakkor a CW-OSL érzékenyülési aránya ($1,42 \pm 0,06$) igen magas (13. táblázat).

A hordalékkúp peremén, de már annak eredeti felszínén, 345 m-es tszf. magasságban helyezkedett el a Hk1 jelzésű mintavételi pont. É-i irányban már az alluviális síkság helyezkedett el, mely közel 20 m-rel alacsonyabban húzódott (40. ábra). Az itt létesített fúrást 150 cm-nél tovább nem lehetett mélyíteni, ugyanis homokos kavicsrétegbe ütköztünk (40. ábra). Ezen réteg felett 110 cm-es vastagságban döntően iszapos, világosbarna, rétegzetlen, alul

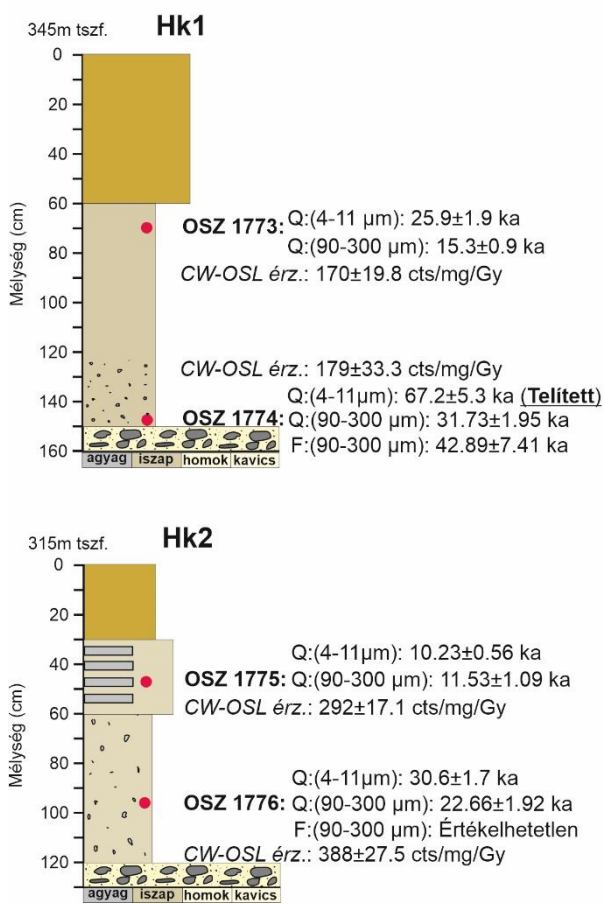
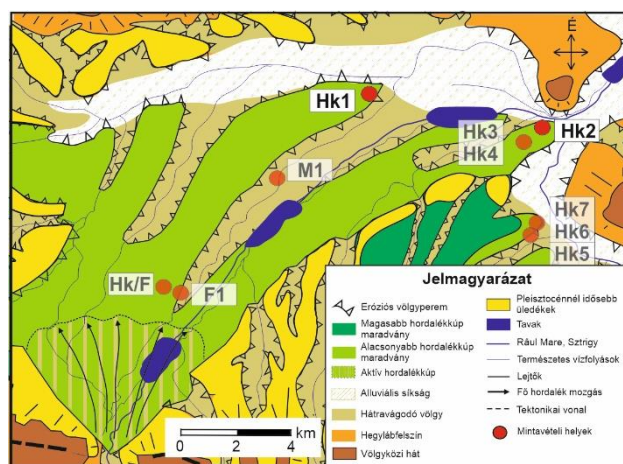


39. ábra: Az F1, Hk/F, M1 jelzésű mintavételi helyszínek szelvényei, valamint lumineszcens kor és CW-OSL érzékenység értékei.

kisebb törmelékeket tartalmazó réteg következet (40. ábra). A szelvény legfelső 60 cm-es részét a szín és szemcseméret alapján talajosodott homokos-lössz alkotta. A szelvényből két mintát gyűjtöttünk, mindkettőt a 150-60 cm között húzódó rétegből, mivel a szelvény legalján lévő kavicsréteget nem tudtuk megmintázni. A közvetlenül a réteg felett lévő üledékanyagból gyűjtött OSZ 1774 minta 4-11 μm -es szemcsetartományából mért kor igen magas értéken (minimum kor $67,2 \pm 5,3$ ezer év) telítődést mutatott (40. ábra, 11. és 12. táblázat). A 90-300 μm -es kvarc frakció viszont még mérhetőnek bizonyult. A kapott OSL kor $31,7 \pm 2,0$ ezer év (11. és 12. táblázat). A 90-300 μm -es frakcióból kinyert káliföldpát egyszemcsés $pIR_{50}IR_{290}$ eredménye hasonló lumineszcens kor értéket jelez, de magas standard hibával ($43 \pm 7,4$ ezer év) (40. ábra). Az igen magas hiba érték utalhat a különböző szemcsék nem tökéletes kioltódására és a reziduális dózis magas szintjére, amely a kvarc és káliföldpát korok eltérőségét is okozza. A szelvény tetején, 70 cm mélységben elhelyezkedő minta (OSZ 1773) iszapos frakciója már $25,9 \pm 1,9$ ezer éves kort mutat, míg a homok frakció (90-300 μm) kvarc szemcséi ennél jóval fiatalabbak, csak $15,3 \pm 0,9$ ezer évesek. Ugyanakkor az OSZ 1773 és OSZ 1774 minták nagyon hasonló lumineszcens érzékenységi szinttel rendelkeznek (40. ábra, 13. táblázat), továbbá érzékenyülési arányuk is megegyezik ($1,03 \pm 0,01$ és $1,05 \pm 0,02$).

A hordalékkúp É-i peremén a Râul Mare és a Sztrigy találkozásánál lévő Hk2 pont az előzőhöz képest valamivel alacsonyabb szinten (tszf. 315 m) helyezkedett el, az alluviális síkság szintjétől mintegy 10 m-rel magasabban (40. ábra). Az itt feltárt szelvényben közel 120 cm-es mélységben, az előző mintavételi helyszínhez hasonlóan, szintén durva kavicsot találtunk (40. ábra). 120-60 cm között barnás színű agyagos-iszap réteg volt megfigyelhető, melyben málladék, törmelék és kavicsok voltak jelen (40. ábra). Ezen réteg felett elhelyezkedő szintén barnás színű, de iszapos-homokos egységben, agyagos betelepülések jelentek meg. Legfelül egy közel 30 cm vastag talajosodott iszapos-lössz réteg húzódott (40. ábra).

A kavicsos réteg feletti üledékanyagból származó (OSZ 1776) minta esetében az iszap és a homok frakcióból mért OSL korok között számottevő különbség mutatkozik. A 4-11 μm frakció $30,6 \pm 1,7$ ezer éves, míg a 90-300 μm $22,7 \pm 1,9$ ezer éves üledékképződést jelez (11. és 12. táblázat). A káliföldpát frakcióból sajnos az OSZ 1776 minta esetén nem lehetett az $SG-pIR_{50}IR_{290}$ mérésekből egyenértékűdózt meghatározni. A felső agyagos betelepüléseket

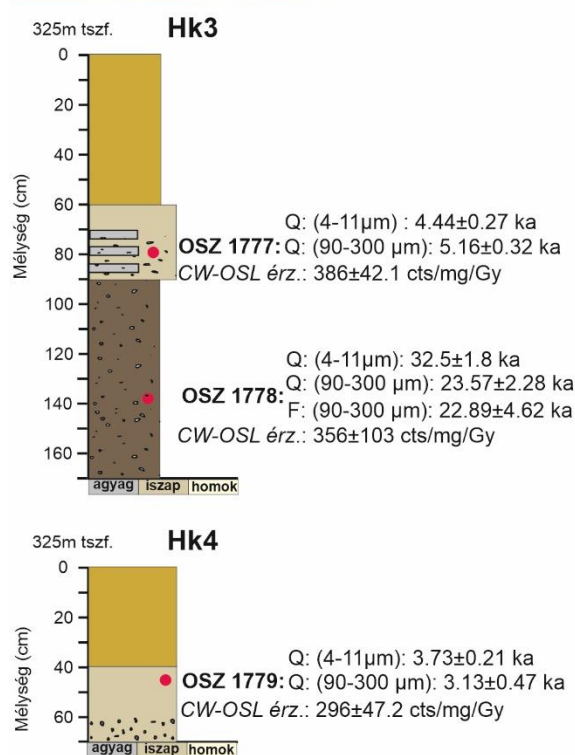
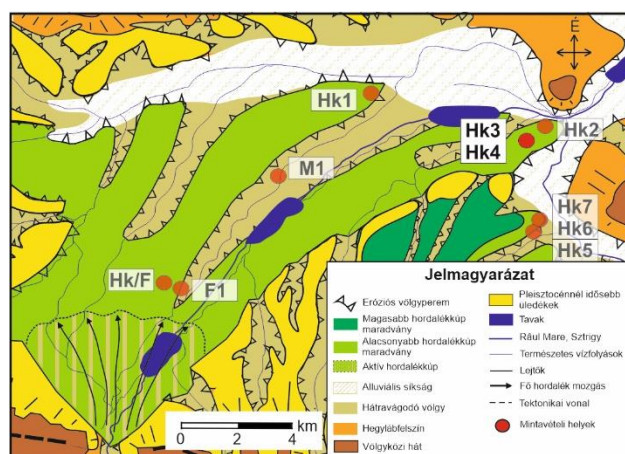


40. ábra: A Hk1 és Hk2 mintavételi helyszínek szelvényei, valamint lumineszcens kor és CW-OSL érzékenység értékei.

tartalmazó rétegből származó OSZ 1775 mintának viszont mind az iszap, mind a homok frakciója megegyező eredményeket szolgáltat (10,2±0,6 ezer év és 11,5±1,1 ezer év) (11. és 12. táblázat). A lumineszcens érzékenység a szelvény felső részén lévő OSZ 1775 minta 292±17 cts/mg/Gy míg az OSZ 1776 ennél is magasabb 388±28 cts/mg/Gy CW-OSL érzékenységgel rendelkezik. Az eredmények a Gura Zlata völgyből származó OSZ 1499 és OSZ 1500 mintákhoz közelítenek (~409±35 cts/mg/Gy) és az érzékenyülési arányuk is átlagban hasonló, mérsékelt nagyságú (1,13±0,02) (13. táblázat).

Az utolsó két mintavételi helyszín (Hk3, Hk4) szintén a Râul Mare hordalékkúpjának É-i peremén helyezkedett el 325 m tszf magasságban (41. ábra). A Hk3-as fúrásban az előzőktől eltérően nem találtunk durva kavicsos réteget. A szelvény 120-90 cm között sötétbarna, feketés iszapos-agyagból állt melyben kisebb kavicsok és törmelék helyezkedtek el (41. ábra). A réteg felett 30 cm vastagságú, világos barnás színű iszapos-homokos üledék húzódott és agyagos betelepülések is megfigyelhetők voltak benne. A rétegben ezen felül kisebb méretű (0,5-1 cm) törmelékek és kavicsok is előfordultak (41. ábra). A Hk3-as szelvény legfelső 60 cm-es rétegét ez előző helyszínen látott talajosodott lösz alkotta. A 140 cm-ről gyűjtött minta (OSZ 1778) esetében az iszap frakció OSL kora 32,8±1,8 ezer év, a 90-300 µm-es kvarc frakciója pedig 23,6±2,3 ezer év, míg a káliföldpát frakció SG-pIR₅₀IR₂₉₀ kora 22,9±4,6 ezer éves kort jelez, ami jó egyezést mutat (41. ábra). A szelvényben 80 cm-ről gyűjtött minta (OSZ 1777) különböző kvarc frakcióinak lumineszcens kora nagyon hasonló (4,44±0,27 ezer év és 5,16±0,32 ezer év) (40. ábra, 11. és 12. táblázat). A Hk3-as minták az előző szelvény (Hk2) mintáihoz hasonló szintű, magas lumineszcens érzékenységgel rendelkeznek (41. ábra). Az érzékenyülés szempontjából az előző szelvény mintáival az OSZ 1777 minta aránya (1,14±0,01) megegyezik, ugyanakkor az OSZ 1778 minta ettől alacsonyabb érzékenyülést mutat (1,04±0,01) (13. táblázat).

A Hk3 fúrással megegyező tengerszint feletti magasságban, de attól közel 100 m-re K-i irányban létesítettük a Hk4-es fúrást (41. ábra). Ezen szelvényben 70-40 cm-ig, a Hk3-nál 60 cm mélységben látott világos színű iszapos-homokos réteg volt megtalálható, melynek alsó része kisebb kavicsokat és közettörmelékeket tartalmazott (41. ábra). A fő különbség a Hk3-as szelvényhez képest, hogy itt nem találtunk agyagos betelepüléseket a rétegsorban (41. ábra). A réteg tetejéről gyűjtött minta 90-300 µm-es kvarc frakciójának OSL kora 3,13±0,47, amitől csak alig tér el a 4-11 µm-es frakció kora (3,73±0,21) (41. ábra). A vizsgált minta a CW-OSL érzékenyülés szempontjából pedig szintén mérsékelt, 1,17±0,02 arányt mutat (13. táblázat).

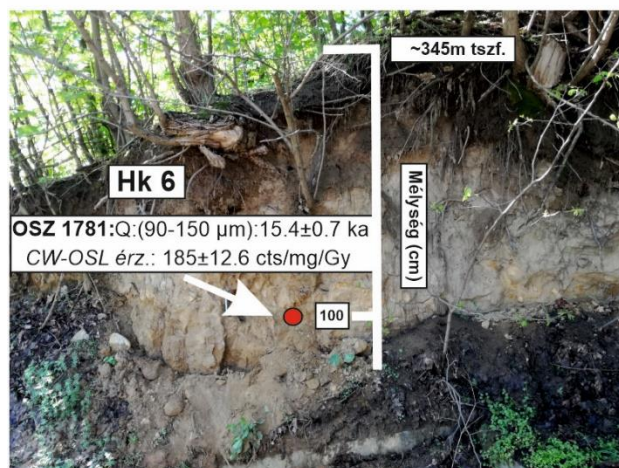
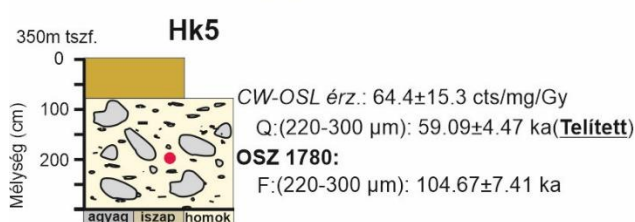
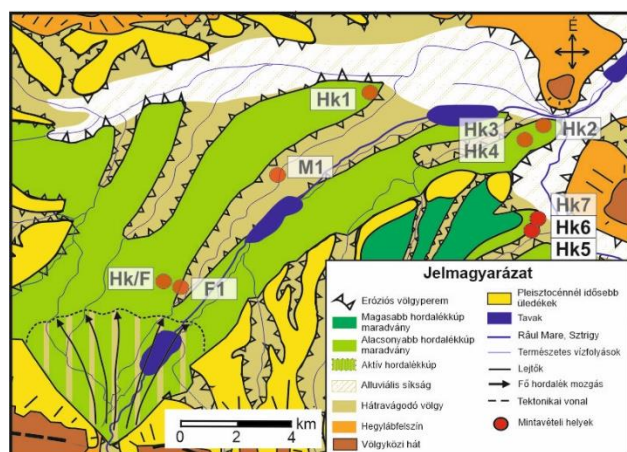


41. ábra: A Hk3 és Hk4 mintavételi helyszínek szelvényei, valamint lumineszcens kor és CW-OSL érzékenység értékei.

5.4.3. Sztrigy mellékvízfolyásai által kialakított hordalékkúp lumineszcens kor és érzékenységi adatai

A Retyezát felől érkező kisebb vízfolyások egyikének hordalékkúpján egy vízmosás által feltárt szelvény falában került kijelölésre a Hk5 mintavételi pont (42. ábra). A vizsgált szelvény közel 350 m-es tszf. magasságban helyezkedett el. A feltárásban nagyobb méretű (50-80 cm) közettömbök és sziklák voltak láthatók, melyeket világos barnás homokos üledék fogott közre (42. ábra). A felszíntől számított 2 m-es mélységben ezen közettömbök közül került begyűjtésre az OSZ 1780-as minta. OSL kor értékét sajnos nem lehetett megállapítani, mivel a vizsgált kvarc frakció $59,1 \pm 4,5$ ezer évnél telítődést mutatott. Mindemellett a minta kálföldpát frakciójából mért egyszemcsés $pIR_{50}IR_{290}$ lumineszcens kor is meglehetősen idősnek ($104,7 \pm 7,4$ ezer év) adódott (42. ábra, 11. táblázat). A kvarc frakció lumineszcens érzékenysége kifejezetten alacsonynak bizonyult. A CW-OSL érzékenységi értéke $64,4 \pm 15,3$ cts/mg/Gy, amely a területen eddig vizsgált OSZ 1769 (F1) és OSZ 1772 (M1) mintákkal egyezik meg (39 és 42. ábra). Továbbá az OSZ 1780 minta a laboratóriumi érzékenyítés során nem érzékenyült ($1,00 \pm 0,01$) (13. táblázat).

Az előző ponttól néhány tíz méterre É-i irányban egy másik feltárás volt található (Hk6). A mintavételezés helyén a felszín átlagosan ~345 m tengerszint feletti magasságban helyezkedett el. Ebben a mintavételi pontban (Hk6) a legalsó részt egy finom agyagos-homokos réteg alkotta. Felette nagyjából 30 cm vastagságban 10-20 cm átmérőjű kavicsréteg húzódott, amely finom homokos-lösszel keveredett. A szelvény legfelső, közel fél méteres részét finom homokos, talajosodott lösz alkotta. A felszíntől 1 m-es mélységben a finom agyagos-homokos egységből került begyűjtésre az OSZ 1781 jelzésű minta (42. ábra). A minta durva szemcsés OSL kora $15,4 \pm 0,7$ ezer éves üledékképződésről tanúskodik. Érzékenységi paramétere átlagos szintet képvisel (185 ± 13 cts/mg/Gy). Érzékenyülési aránya mérsékelt értéket mutat ($1,07 \pm 0,04$) (13. táblázat).



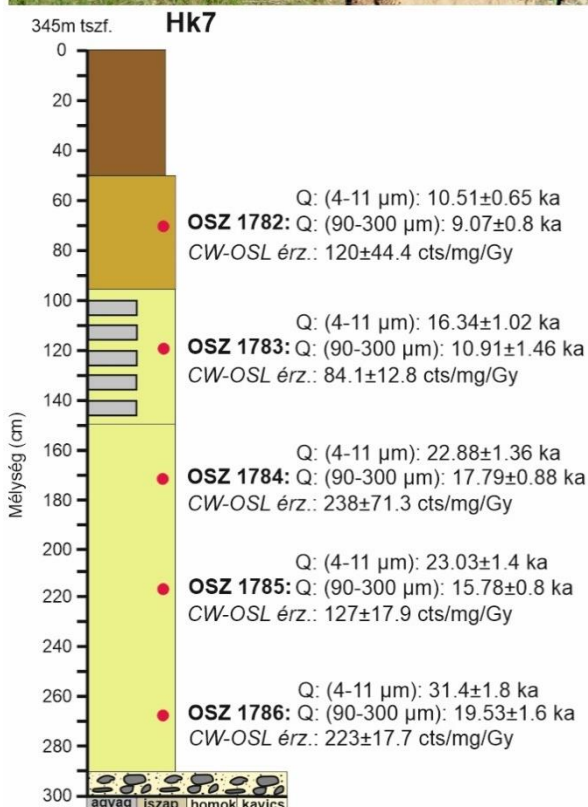
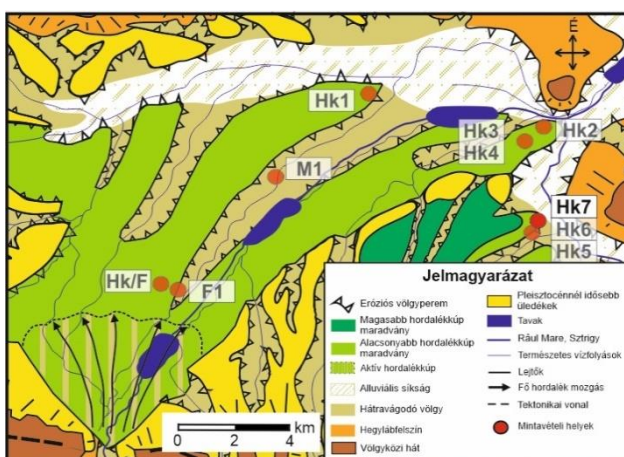
42. ábra: A Hk5 és Hk6 mintavételi helyszínek szelvényei, valamint lumineszcens kor és CW-OSL érzékenységi értékei.

Ugyanebben a magassági helyzetben (345 m tszf.) a Hk6 ponttól nagyjából 100 m-rel É-ra helyezkedett el a Hk7 mintavételi pont egy a hordalékkúpba bevágódó vízfolyás völgyének oldalában (43. ábra). A szelvény legalján ~290 cm-es mélységben durva kavicsos réteg helyezkedett el (43. ábra). Felette 190 cm vastagságban világos színű finom homokos-löss vált uralkodóvá. Ennek a homogén üledéknek a legfelső 50 cm-es részében agyagos betelepülések voltak megfigyelhetők (43. ábra). 90-50 cm-en átmeneti, felette pedig erősen talajosodott réteg húzódott (43. ábra). A teljes szelvényből 5db OSL mintát gyűjtöttünk. A finom homokos-löss egységből 4 db-ot, míg az átmeneti rétegből 1 db-ot (43. ábra).

A rétegsor aljáról gyűjtött OSZ 1786 minta esetében eltérés látható a különböző szemcseméret frakciók korértékei között (43. ábra). A 90-300 μm kvarc frakció $19,53 \pm 1,6$ ezer éves lumineszcens kort jelez, míg a 4-11 μm frakció igen magas kort, $31,4 \pm 1,8$ ezer évet mutat. A soron következő további két minta (OSZ 1785 és OSZ 1784) 90-300 μm -es kvarc frakciója közel hasonló idejű, ~16,5 ezer évvel ezelőtti üledékképződést jelez (43. ábra).

A következő, agyagos betelepülésekkel rendelkező rétegből származó OSZ 1783 minta 90-300 μm frakciója $10,9 \pm 1,5$ ezer évet, míg a 4-11 μm frakciója az előző mintákhoz hasonlóan magasabb, $16,3 \pm 1,0$ ezer éves eredményt ad. A löss és a feltalaj közötti átmeneti réteget reprezentáló OSZ 1782 minta homokos frakciója $9,1 \pm 0,8$ ezer éves kort mutat. A 4-11 μm -es frakciójából mért OSL kor ezzel megegyező, $10,5 \pm 0,7$ ezer év. Összességében azonban jól látszik, hogy az üledékanyag „idősödésével” a durva és a finom frakció közötti korkülönbség egyre nő (43. ábra).

Lumineszcens érzékenység tekintetében a minták átlagban ~158 cts/mg/Gy szintet mutatnak. A minták értékei között szignifikáns különbségek nem láthatók, a szelvény legalján elhelyezkedő OSZ 1786 jelzésű minta mutat egyedül az átlagnál magasabb értéket 226 ± 18 cts/mg/Gy értéket (43. ábra). Az érzékenyülés tekintetében a rétegsor legfelső OSZ 1782 jelű mintája mutatja a legmagasabb arányt ($1,17 \pm 0,02$), míg a többi minta jóval alacsonyabb értékkel rendelkezik (átlagosan $1,06 \pm 0,01$) (13. táblázat).



43. ábra: A Hk7 mintavételi helyszín szelvénye, illetve lumineszcens kor és CW-OSL érzékenységi értékei.

11. táblázat: A Hátszegi-medence területéről származó minták durvaszemcsés kvarc és kálicsillapát frakcióinak lumineszcens koreredményei.

Szelvény	Minta ID	Mélység (cm)	Nedvesség-tartalom (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Szemcse-méret (µm)	Ásvány	D' (Gy/ka)	Mérési módszer	Kor modell	D _c (Gy)	2D ₀ (Gy)	2D ₀ kor (ka)	Kor (ka)
F1	OSZ 1769	60	8±5	2.34±0.05	10.05±0.24	2.24±0.07	150-220	Kvarc	3.36±0.09	MG	-	-	-	-	-
								Kálicsillapát	4.24±0.19	SG	MAM	28.79±1.13	-	-	6.79±0.42
	OSZ 1770	90	7±5	2.02±0.04	7.73±0.19	1.75±0.05	220-300	Kvarc	2.65±0.08	MG	-	-	-	-	-
								Kálicsillapát	3.70±0.18	SG	MAM	31.33±5.33	-	-	8.47±1.5
Hk/F	OSZ 1771	100	5±5	1.98±0.04	7.39±0.18	1.66±0.05	90-150	Kvarc	2.67±0.09	MG	CAM	11.98±0.31	-	-	4.49±0.18
M1	OSZ 1772	50	3±5	1.66±0.03	6.67±0.16	1.61±0.05	90-150	Kvarc	2.88±0.14	MG	CAM	2.88±0.14	-	-	1.12±0.07
Hk1	OSZ 1773	70	10±5	2.66±0.03	9.5±0.17	1.46±0.06	90-300	Kvarc	2.61±0.09	MG	CAM	40.03±1.88	-	-	15.33±0.89
								Kvarc	2.41±0.09	MG	CAM	76.40±3.72	-	-	31.73±1.95
	OSZ 1774	150	9±5	2.09±0.02	8.39±0.14	1.44±0.05	90-300	Kálicsillapát	3.36±0.39	SG	MAM	144.21±18.33	-	-	42.89±7.41
								Kvarc	2.61±0.09	MG	CAM	30.06±2.64	-	-	11.53±1.09
Hk2	OSZ 1775	50	11±5	2.59±0.03	9.61±0.17	1.49±0.06	90-300	Kvarc	2.61±0.09	MG	CAM	30.06±2.64	-	-	11.53±1.09
								Kvarc	2.64±0.09	MG	CAM	59.92±4.62	-	-	22.66±1.92
	OSZ 1776	100	11±5	2.48±0.03	10.36±0.18	1.52±0.06	90-300	Kálicsillapát	-	SG	-	-	-	-	-
								Kvarc	2.82±0.02	MG	CAM	14.55±0.75	-	-	5.16±0.32
Hk3	OSZ 1777	80	6±5	3.07±0.03	10.47±0.18	1.4±0.05	90-300	Kvarc	2.82±0.02	MG	CAM	14.55±0.75	-	-	5.16±0.32
								Kvarc	2.59±0.09	MG	CAM	61.00±5.52	-	-	23.57±2.28
	OSZ 1778	140	10±5	2.42±0.05	10.24±0.24	1.46±0.05	90-300	Kálicsillapát	3.6±0.40	SG	MAM	82.40±13.83	-	-	22.89±4.62
								Kvarc	2.76±0.09	MG	CAM	8.64±1.26	-	-	3.13±0.47
Hk4	OSZ 1779	40	9±5	2.85±0.05	10.37±0.24	1.48±0.05	90-300	Kvarc	2.76±0.09	MG	CAM	8.64±1.26	-	-	3.13±0.47
Hk5	OSZ 1780	200	6±5	1.24±0.02	3.84±0.1	1.44±0.04	220-300	Kvarc	1.96±0.08	MG	CAM	-	116±7.3	59.09±4.47	-
								Kálicsillapát	2.95±0.17	SG	MAM	308.48±13.86	-	-	105±7.6
Hk6	OSZ 1781	100	6±5	2.78±0.03	8.45±0.15	1.52±0.06	90-150	Kvarc	2.76±0.09	MG	CAM	42.53±1.47	-	-	15.4±0.7
Hk7	OSZ 1782	75	4±5	2.80±0.03	9.67±0.17	1.60±0.06	90-300	Kvarc	2.59±0.10	MG	CAM	2.67±2.16	-	-	9.07±0.8
	OSZ 1783	120	4±5	2.64±0.03	8.94±0.16	1.56±0.06	90-300	Kvarc	2.82±0.12	MG	CAM	30.75±10.91	-	-	10.91±1.46
	OSZ 1784	170	5±5	2.55±0.03	8.42±0.15	1.51±0.06	90-300	Kvarc	2.67±0.11	MG	CAM	47.61±1.52	-	-	17.79±0.88
	OSZ 1785	220	4±5	2.72±0.03	9.08±0.16	1.57±0.06	90-300	Kvarc	2.83±0.10	MG	CAM	44.7±1.61	-	-	15.78±0.8
	OSZ 1786	270	8±5	2.65±0.03	9.42±0.17	1.72±0.07	90-300	Kvarc	2.84±0.13	MG	CAM	55.56±2.62	-	-	19.53±1.6

12. táblázat: A Hátszegi-medence területén a döntően finomszemcsés üledékek 4-11 µm kvarc frakciójának lumineszcens koreredményei.

Szelvény	Minta ID	Mélység (cm)	Nedvességtartalom (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Szemcseméret (µm)	Ásvány	D* (Gy/ka)	Mérési módszer	Kor modell	D _e (Gy)	2D ₀ (Gy)	2D ₀ kor (ka)	Kor (ka)
Hk1	OSZ 1773	70	10±5	2.66±0.03	9.5±0.17	1.46±0.06	4-11	Kvarc	3.19±0.23	MG	Átlag±SE	82.87±1.60	-	-	25.98±1.54
	OSZ 1774	150	9±5	2.09±0.02	8.39±0.14	1.44±0.05	4-11	Kvarc	2.89±0.22	MG	Átlag±SE	-	194.7±4.4	67.22±4.01	-
Hk2	OSZ 1775	50	11±5	2.59±0.03	9.61±0.17	1.49±0.06	4-11	Kvarc	3.18±0.17	MG	Átlag±SE	32.49±0.17	-	-	10.23±0.56
	OSZ 1776	100	11±5	2.48±0.03	10.36±0.18	1.52±0.06	4-11	Kvarc	3.21±0.18	MG	Átlag±SE	98.35±0.16	-	-	30.6±1.7
Hk3	OSZ 1777	80	6±5	3.07±0.03	10.47±0.18	1.4±0.05	4-11	Kvarc	3.49±0.2	MG	Átlag SE	15.51±0.16	-	-	4.44±0.27
	OSZ 1778	140	10±5	2.42±0.05	10.24±0.24	1.46±0.05	4-11	Kvarc	3.2±0.18	MG	Átlag±SE	10.41±0.25	-	-	32.6±1.8
Hk4	OSZ 1779	40	9±5	2.85±0.05	10.37±0.24	1.48±0.05	4-11	Kvarc	3.37±0.19	MG	Átlag±SE	12.57±0.05	-	-	3.73±0.21
Hk7	OSZ 1782	75	4±5	2.80±0.03	9.67±0.17	1.60±0.06	4-11	Kvarc	3.62±0.2	MG	Átlag±SE	38.03±1.02	-	-	10.51±0.65
	OSZ 1783	120	4±5	2.64±0.03	8.94±0.16	1.56±0.06	4-11	Kvarc	3.43±0.19	MG	Átlag±SE	56.05±1.53	-	-	16.34±1.02
	OSZ 1784	170	5±5	2.55±0.03	8.42±0.15	1.51±0.06	4-11	Kvarc	3.3±0.18	MG	Átlag±SE	75.5±1.5	-	-	22.9±1.4
	OSZ 1785	220	4±5	2.72±0.03	9.08±0.16	1.57±0.06	4-11	Kvarc	3.47±0.19	MG	Átlag±SE	79.93±1.91	-	-	23.0±1.4
	OSZ 1786	270	8±5	2.65±0.03	9.42±0.17	1.72±0.07	4-11	Kvarc	3.44±0.18	MG	Átlag±SE	107.89±2.33	-	-	31.4±1.8

13. táblázat: A Hátszegi-medence mintáinak durvaszemcsés kvarc frakciójának lumineszcens érzékenységi eredményei.

Szelvény	Minta ID	Szemcse-méret (µm)	CW-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	TL 110°C csúcs alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens részarány átlag±SE(SD) (%)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 5./ciklus 1.)	CW-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	110°C TL csúcs érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	LM-OSL gyors komponens érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)	Teljes LM-OSL érzékenyülési arány (ciklus 3./ciklus 1.)
F1	OSZ 1769	150-220	87.6±12.8(31.3)	2300±140(419)	142±14.6(25.4)	10485±1448(2507)	1.36±0.05(0.08)	0.85±0.01	0.90±0.01	0.96±0.01	0.87±0.01	0.75±0.01
	OSZ 1770	220-300	29.2±6.7(16.3)	1930±780(2207)	82.4±40.9(70.8)	3596±1062(1839)	2.05±0.41(0.71)	1.34±0.06	1.21±0.04	1.12±0.04	1.16±0.09	1.10±0.03
Hk/F	OSZ 1771	90-150	138.1±12.6(30.9)	5299±316(948)	228±84.4(146)	3912±571(988)	5.52±1.26(2.18)	1.11±0.02	1.04±0.02	0.98±0.01	1.03±0.06	1.08±0.02
M1	OSZ 1772	90-150	90.3±17.4(42.6)	4532±468(1403)	134±29.1(50.5)	3692±352(610)	3.68±0.75(1.30)	1.42±0.06	1.25±0.04	1.06±0.02	1.04±0.05	1.19±0.03
Hk1	OSZ 1773	90-300	170.4±19.8(48.3)	7077±648(1588)	254±35.2(61.0)	5065±391(678)	4.99±0.36(0.62)	1.03±0.01	1.02±0.01	1.00±0.01	1.08±0.002	1.33±0.01
	OSZ 1774	90-300	178.8±33.3(81.6)	9675±1230(3012)	223±83.3(144)	6597±1330(2303)	3.23±0.63(1.08)	1.05±0.02	1.03±0.02	1.00±0.01	1.12±0.02	1.24±0.05
Hk2	OSZ 1775	90-300	292.1±17.1(29.7)	8564±623(1079)	343±22.0(38.1)	5560±268(465)	6.23±0.64(1.10)	1.14±0.02	1.09±0.01	1.11±0.01	1.30±0.03	1.55±0.01
	OSZ 1776	90-300	388.2±27.5(67.3)	9711±889(2177)	466±27.7(48.1)	6227±338(585)	7.56±0.83(1.43)	1.12±0.01	1.08±0.01	1.05±0.01	1.21±0.02	1.37±0.01
Hk3	OSZ 1777	90-300	385.6±42.1(103)	7536±692(1694)	412±31.3(54.3)	5370±335(580)	7.81±1.09(1.89)	1.14±0.01	1.10±0.01	1.14±0.03	1.34±0.01	1.81±0.02
	OSZ 1778	90-300	355.6±103(253)	9312±621(1521)	340±33.3(57.6)	6824±334(582)	5.02±0.60(1.05)	1.04±0.02	1.03±0.01	1.02±0.02	1.10±0.02	1.30±0.02
Hk4	OSZ 1779	90-300	295.8±47.2(116)	7477±918(2248)	371±99.3(172)	5129±478(822)	6.98±1.36(2.36)	1.17±0.02	1.12±0.02	1.14±0.01	1.42±0.05	1.84±0.03
Hk5	OSZ 1780	220-300	64.4±15.3(34.2)	3435±444(1256)	86.5±5.7(9.8)	4363±337(583)	1.99±0.05(0.09)	1.00±0.01	0.99±0.01	0.98±0.01	0.97±0.01	0.91±0.02
Hk6	OSZ 1781	90-150	184.5±12.6(28.1)	4983±349(988)	300±58.1(101)	4072±406(702)	7.22±0.76(1.31)	1.07±0.004	1.03±0.003	1.02±0.01	1.03±0.01	1.01±0.003
Hk7	OSZ 1782	90-300	120.3±44.4(109)	1632±151(369)	202±94.7(164)	4064±543(940)	4.57±1.52(2.63)	1.17±0.02	1.13±0.02	1.09±0.02	1.34±0.04	1.60±0.03
	OSZ 1783	90-300	84.1±12.8(31.4)	1499±246.6(604)	118±25.9(44.8)	3090±110(190)	3.78±0.71(1.23)	1.07±0.02	1.04±0.01	1.04±0.01	1.17±0.03	0.99±0.048
	OSZ 1784	90-300	238.3±71.3(175)	4435±533(1306)	267±91.3(158)	4215±369(639)	6.06±1.51(2.61)	1.06±0.01	1.05±0.01	1.03±0.01	1.14±0.01	1.46±0.02
	OSZ 1785	90-300	126.7±17.9(43.9)	2497±400(979)	170±35.3(61.2)	4071±832(2398)	4.40±1.13(1.96)	1.06±0.02	1.04±0.01	1.03±0.01	1.13±0.05	1.44±0.05
	OSZ 1786	90-300	222.5±17.7(43.3)	4992±564(1381)	299±35.4(61.3)	5005±338(724)	5.96±0.59(1.02)	1.06±0.01	1.04±0.003	1.01±0.01	1.15±0.01	1.37±0.02

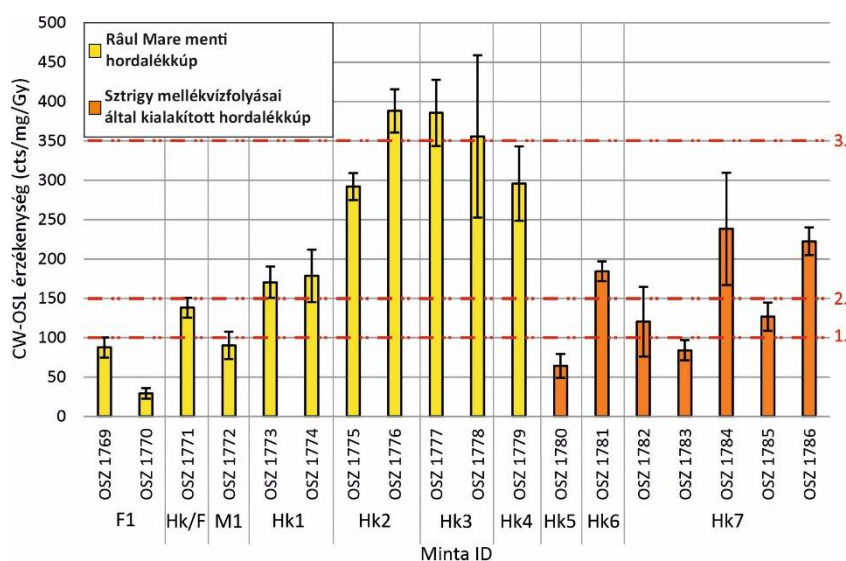
5.4.4. Következtetések

Elemezve a vizsgált minták lumineszcens érzékenységi paramétereit a következő megfigyelések tehetők. Az érzékenységi paraméterek alapján a minták három különálló csoportra oszthatók. Az elsőbe olyan mintákat lehet sorolni, amelyek alacsonyabb, ~100 cts/mg/Gy közeli, vagy főként ezen érték alatti átlagos CW-OSL érzékenységet mutatnak. Ide tartoznak a Râul Mare menti hordalékkúp, hegységhez legközelebbi F1, M1, valamint a Sztrigy mellett a kisebb vízfolyások által kialakított hordalékkúpon elhelyezkedő Hk5 helyszínen gyűjtött minták (44. ábra). A CW-OSL, valamint TL, és az LM-OSL érzékenységi tulajdonságaik alapján a retyezáti 2 db érzéketlen mintával (OSZ 1501, 1502) mutatnak hasonlóságot.

A második csoport mintái mérsékelt, ~150-160 cts/mg/Gy érzékenységi értékkel rendelkeznek, ami hasonlít a Maros-hordalékkúpon korábban mért értékekkel. Ebbe a csoportba a Hk/F, Hk1, valamint Hk6 és Hk7 helyszínen gyűjtött minták tartoznak (44. ábra).

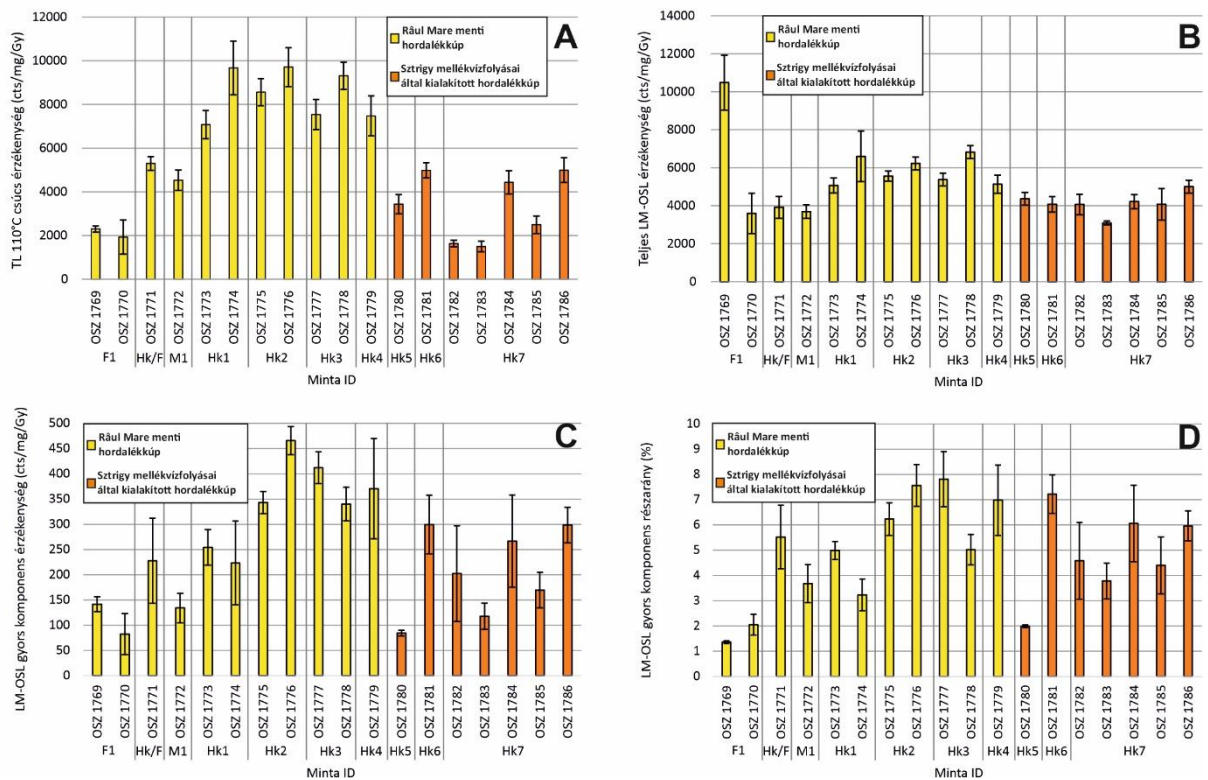
A harmadik csoportba tartozó minták (Hk2, Hk3, és Hk4 mintavételi pontok) szignifikánsan elkülönülnek az előbbiektől. Átlagban igen magas, ~350 cts/mg/Gy CW-OSL érzékenységi értékkel rendelkeznek (44. ábra). Ezen mintavételi pontok a hordalékkúp peremén található. Az ide tartozó minták értékei alapján a Gura Zlata völgyben látott két érzékeny (OSZ 1499, 1500) mintával egyeztethetők össze.

A CW-OSL érzékenységi eredmények és a minták helyzete alapján úgy tűnik, hogy a hordalékkúpon lefelé haladva az érzékenységi értékek is növekedést mutatnak (44. ábra). Ez a jelenség pedig magyarázható a többszöri áthalmazódások okozta érzékenyüléssel (pl. Moska és Murray 2006, Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons et al. 2010).



44. ábra: A Hátszegi-medence területén vizsgált CW-OSL kvarc érzékenységek. Piros szaggatott vonallal 1. a legérzéketlenebb minták átlaga, 2. a közepes érzékenységű minták átlaga, 3. a legérzékenyebb minták CW-OSL érzékenység átlaga.

További technikák alapján a CW-OSL-nél bemutatott csoportosítás és elkülönülés szintén látható a minták között (45A, C. ábra). Ez alól egyedül a teljes LM-OSL érzékenységi eredmények mutatnak kivételt (45B. ábra). Ebben az esetben a minták közötti különbségek és a lumineszcens érzékenységi eredmények kiegyenlítettebbek. Ez a jelenségek a komponensek közötti nagyfokú eltérés, a közepes és lassú komponensek magasabb érzékenységi értékei okozzák (Haddadchi et al. 2015) (45B, D. ábra).



45. ábra: A Hátszegi-medence területén vizsgált minták (A) TL 110°C csúcs, (B) Teljes LM-OSL, (C) LM-OSL gyors komponens érzékenységei és (D) LM-OSL gyors komponens részarányai.

A továbbiakban a vizsgált minták OSL, IRSL kor értékei, valamint geomorfológia alapján a következő megfigyelések tehetők a Hátszegi-medencére:

A területen az OSZ 1778 minta esetében mért többszemcsés kvarc, valamint egyszemcsés káliföldpát kor értékek, a retyezati mérésekhez (5.3. fejezet) hasonlóan, jó egyezést mutatnak. Az OSZ 1774 minta esetében a két érték között enyhe túlbecslés látható, de a káliföldpát kor igen magas hibával rendelkezik. Ezek alapján több minta esetében, ahol a kvarc egyenértékdózis meghatározása akadályba ütközött alkalmazható volt az egyszemcsés káliföldpát mérés (pl. Lüthgens et al. 2017).

A terület geomorfológiai fejlődését tekintve a többi szinthez képest a legmagasabban fekvő (~378 m) durva kavicsos rétegből származó minta (Hk5, OSZ 1780) egyszemcsés káliföldpát (~105 ezer év) és többszemcsés kvarcból mért, bizonytalanabb telítődési kor értéke (~58-60 ezer év) alapján egy idős, MIS 5 stádiumhoz tartozó hordalékkúp-képződési fázisról tanúskodik. Ennek a lerakódási fázisnak a pontosabb ideje a mérési bizonytalanságok miatt nehezen adható meg.

A fűrt Hk1 és Hk2 szelvény legalján található kavicsréteg, azonos magasságban helyezkedik el. Továbbá a Hk1 és Hk7 szelvények alapján is párhuzamosítható ez a réteg (~340 m). Feltételezhetően így a szelvényekben talált kavicsréteg azonos lerakódási fázishoz tartozhat. A kor értékek tekintetében a fúrások/szelvények alján húzódó kavicsréteg korát a Hátszegi-medencében közvetlenül nem sikerült pontosan meghatározni. A fedő üledékek kvarc OSL korai átlagosan ~30 ezer évre datálhatók. A káliföldpát SG-pIR₅₀IR₂₉₀, valamint az iszapos üledékek kvarc frakciókjának OSL adatai alapján is ~30 ezer évre tehető a fedőüledékek kialakulásának kora. A Hk2 és Hk7 szelvény esetében a legalsó minták ~20-24 ezer éves lerakódást mutatnak, másrésről azonban ezen minták nem közvetlenül a kavicsréteg felett lettek begyűjtve. Az adatok alapján a szelvények legalján lévő kavicslerakódások így egyértelműen a MIS 3 stádiumban történt üledékképződéshez kapcsolhatók.

A kavicsréteg felett döntően iszapos, kisebb kavicsokkal rendelkező üledékretegek figyelhetők meg, melyek alapján a MIS 3-MIS 2 átmenet során és a MIS 2-ben az előzőektől

eltérő üledékek akkumulációja ment végbe a területen. Az LGM után bekövetkező 21-13,5 ezer év között végbemenő deglaciálódási fázishoz (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b; 2021) tartozó üledékek csak a hordalékkúpok szélén elhelyezkedő 3 db szelvény esetében kerültek feltárássra (Hk1, Hk6, Hk7). Ezen üledékek OSL kor értékei 15 ezer éves üledékképződést jeleznek. A 20-15 ezer év közötti időszakból a további szelvényekben sem sikerült a területen üledéket mintázni, azaz erre az időszakra vonatkozóan az üledékképződés hiátusa gyanítható. A Hátszegi-medence területén a rétegsorokban nem találtunk az LGM-ben feltételezett intenzív aprózódáshoz kapcsolható durva szemcseméretű üledékeket. A Hk7 szelvényben ezen időszakban gyors ütemű lösz-képződés figyelhető meg a MIS-3 korú kavicslerakódások felszínén.

A gleccser előrenyomulási fázisok idején az üledékutánpótlás hiánya miatt az É-i völgyek vízfolyásainak fokozott hátravágódása következett be, míg az erózió mentes felszíneken az infúziós lösz akkumuláció zajlott. A Hk7 lösz szelvénynél az üledékek idősödésével túlbecsülés látható a 4-11 μm és 90-300 μm szemcseméret között, amit a nem megfelelő kioltás okozhat, azaz 17 ezer év körül egy erőteljes, gyorsabb ütemű üledék felhalmozódást jelez (pl. Alexanderson 2007, Smedley et al. 2019).

A kisebb mértékű utolsó deglaciálódási fázisok során (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b; 2021), ~15-13 ezer év között, a fiatalabb hordalékkúp épülése tovább folytatódhatott. A Hk7 szelvény alapján az É-i völgyek és a Sztrigy mentén az infúziós, finom homokos löszképződés folytatódott, de a szelvényben finomszemcsés fluviális betelepülések is megjelennek ~10 ezer év környékén. Ez alapján a Râul Mare hordalékkúpjának peremén megfigyelhető teraszos szintek ~13-10 ezer év között alakulhattak ki a Sztrigy bevágódásával párhuzamosan. Ennek következtében a Râul Mare fokozatosan hátravágódott hordalékkúpján, miközben a völgy szájánál mintegy ~6 ezer évvel ezelőtől egy másodlagos hordalékkúp kezdett el épülni. A folyó hátravágódása ezt a legfiatalabb hordalékkúpot közel ezer éve érhetette el.

A Hátszegi-medencében a vízfolyások hátravágódását/bevágódását a terület tektonikus aktivitása is befolyásolhatta. Az adatok alapján azonban úgy tűnik, hogy a feltöltődési és a bevágódási fázisok leginkább az éghajlati átmenetekhez köthetők a területen. Ezáltal a klimatikus okok hatása nagyobb mértékű lehetett (pl. Vandenberghe 2008, Gábris et al. 2013).

5.5. A Középső-Maros fiatal teraszainak fejlődése

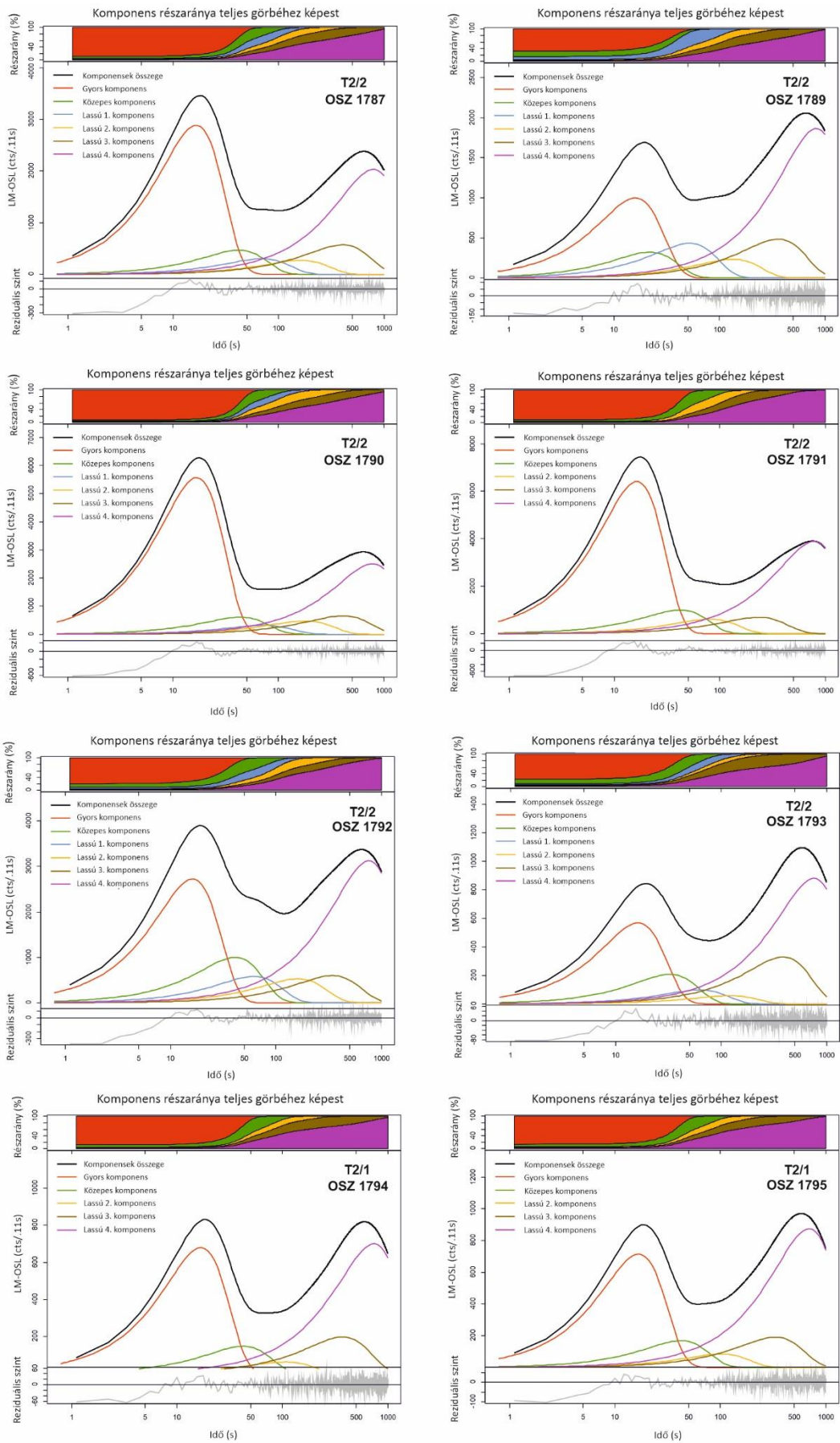
5.5.1. A vizsgált minták OSL tulajdonságai

A teraszok szelvényéből gyűjtött OSL minták vizsgálata során az üledékeket domináló szemcseméret feltárását végeztem el. Mivel azonban a Hátszegi-medence üledékeinél nagymértékű túlbecslés is látszott a finom szemcsefrakció (4-11 μm) esetén, így minden mintából megkíséreltem a mérésekhez megfelelő mennyiségű durvaszemcsés (90-300 μm) kvarc előállítását is. Ez a dominánsan agyagos, iszapos üledékek esetében a hátszegi mintákhoz hasonlóan szintén csak a 90-300 μm közötti rész együttes mérésével sikerült. Egy minta esetében (OSZ 1780) azonban így sem sikerült a mérésekhez megfelelő mennyiségű durvaszemcsés kvarcot kinyerni.

Az OSL kormeghatározáshoz és a részminták kiértékeléséhez iszapos szemcseméret esetén azok átlagát, szórását és standardhibáját számítottam, míg a homokos frakció esetén az eloszlási diagrammok alapján, a magas OD értékek és ferdeség miatt MAM modellt használtam (M5. ábra). Ez alól 2 db minta, az OSZ 1793 és az OSZ 1795 alkotott kivételt. Ezen üledékek részmintáinak eloszlása kismértékű deformitást mutatott, OD értékeik pedig rendre $10,9 \pm 1,7\%$, valamint $18,7 \pm 2,1\%$ voltak.

A durvaszemcsés kvarc OSL mérések mindegyike esetében a lumineszcens jel kezdeti részét (0-50 s) döntően a gyors komponens uralta ($90\% <$) (46. ábra). Ez alól 3 db minta alkotott kivételt (OSZ 1789, OSZ 1792, OSZ 1793) ahol ez a részarány a lecsengési görbe kezdeti szakaszán csak $\sim 80\%$ -os volt (46. ábra). A gyors komponensek intenzitása között is eltérések tapasztalhatók a mintákban (46. ábra). A komponensek felbontása során 6 és 5 db különböző komponens illesztése sikerült. Ugyanakkor különbségek mutatkoztak a lassú komponensek intenzitása között is (46. ábra). A gyors komponens intenzitása és a lassú komponensek aránya kapcsán 2 db csoport volt megfigyelhető a minták között. Az első csoportba tartozók esetén a teljes LM-OSL görbében magas gyors komponens és alacsony lassú komponens intenzitás volt tapasztalható (OSZ 1787, OSZ 1790, OSZ 1791) (46. ábra). A második csoportban tartozó minták esetében a gyors komponens és lassú komponensek intenzitása közel hasonló mértékű volt a teljes jelben (46. ábra). Ultragyors komponens egy esetben sem lehetett megfigyelni.

A különböző technikák által mért lumineszcens jelek és érzékenyülési arányok között látható, a korábbiakkal megegyező kapcsolatok miatt (14. táblázat), a Hátszegi-medence leírásához hasonlóan, ez esetben is csak a CW-OSL technikával meghatározott érzékenységi értékeket, és az öt ciklusos érzékenyülési eredményeket ismertetem részletesen.

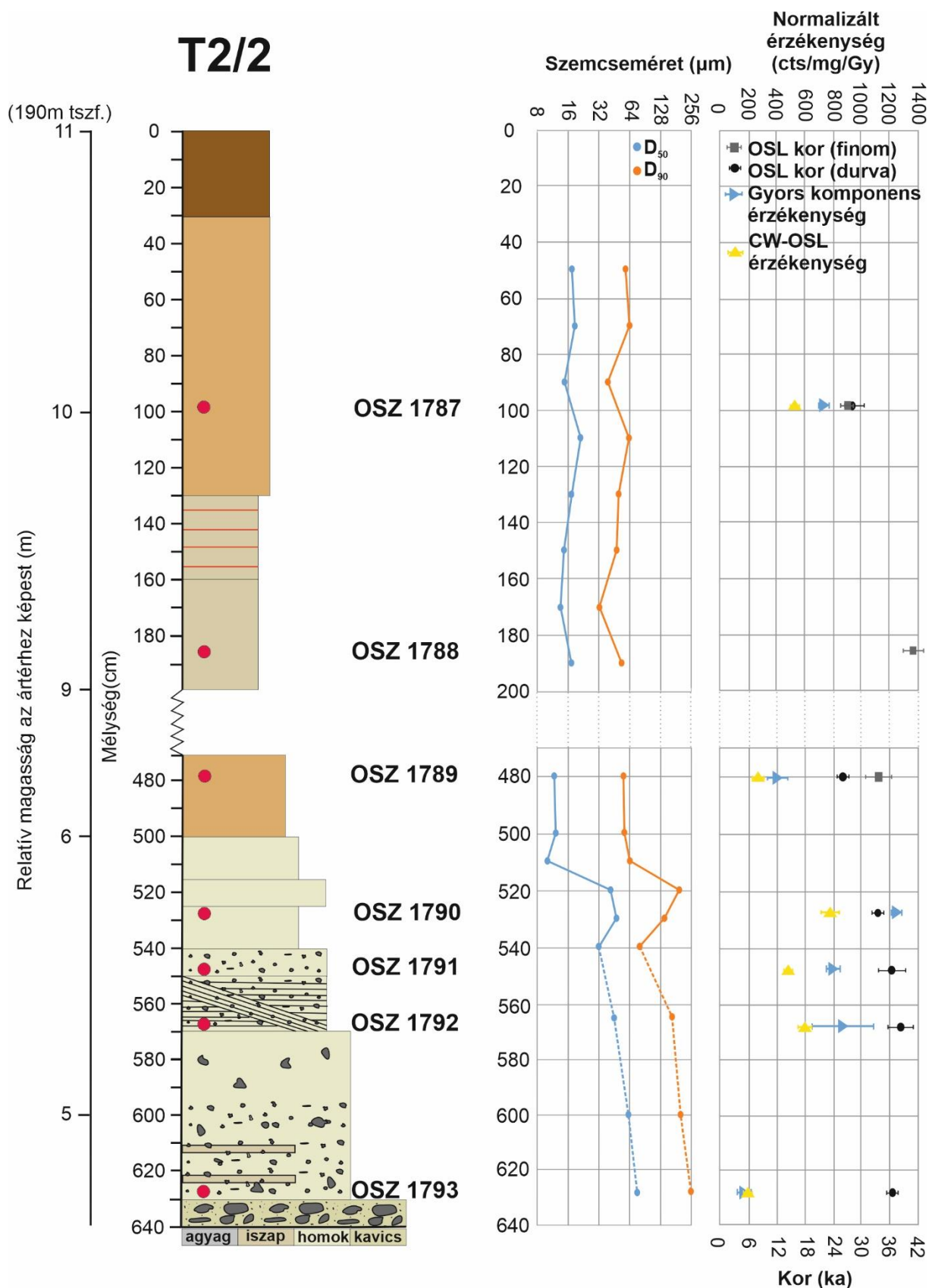


46. ábra: A teraszok esetén vizsgált durvaszemcsés (90-300 μm) kvarc minták LM-OSL görbéiből nyert komponensek.

5.5.2. A T2/2 teraszhoz kapcsolódó szelvény leírása

A T2/2 szelvényben a durvaszemcsés kavicsos teraszanyag 640 cm-rel a terasz felszíne alatt azonosítható, azaz körülbelül 5 m-rel a mai árterület szintje felett. A kavicsok mérete 5-10 cm, hasonlóan a mai mederben található kavicsok maximális méretéhez (47. ábra). Ezt a réteget egy 60 cm vastag, világos szürkés színű, felfelé finomodó rétegszilikátokban (muszkovit, biotit) gazdag homoklerakódás ($D_{50}=76 \mu\text{m}$ $D_{90}=249 \mu\text{m}$) fedte, mely 2-5 cm-es kavicsokat is tartalmazott, de keresztarétegződésre utaló jelek nélkül. Mivel két vékony iszapcsík is azonosítható volt a rétegben, ez az egység valószínűsíthetően mederkitöltésnek tekinthető. Az innen, közvetlenül a kavicslerakódás felett gyűjtött OSL minta (OSZ 1793) kora $36,4 \pm 2,5$ ezer év (47. ábra és 14. táblázat). A minta CW-OSL technikával meghatározott érzékenysége 194 ± 81 cts/mg/Gy, ami hasonlít a Maros mentén mért értékekhez (átlag CW-OSL: 167 ± 9 cts/mg/Gy).

570-540 cm között egy keresztarétegzett, szürkés színű homokréteg volt található (47. ábra). Ezt a réteget az előzőnél finomabb szemcseméret jellemzi ($D_{50}=32 \mu\text{m}$, $D_{90}=80 \mu\text{m}$), azonban apró, 1-2 mm-es rögöket és 2-3 cm-es tömörített és lekerekített iszaptömböket is tartalmazott, míg a rétegszilikátok mennyisége lényegesen kevesebb volt. Mindezek alapján az feltételezhető, hogy az ebben a rétegben lerakódott anyag más forrásból érkezhetett, esetleg a közelben lévő Boholt patak üledéke. A rétegből két OSL minta lett vételezve. A kapott korok 570 cm-nél $38,0 \pm 2,7$ ezer év (OSZ 1792) míg 550 cm-nél $36,8 \pm 3,1$ ezer év (OSZ 1791) (47. ábra és 14. táblázat). Ezen értékek nagyon közel állnak az előző réteg korához. A lumineszcens érzékenységek nagymértékű eltéréseket mutatnak minden technika esetében. A minták CW-OSL érzékenységi értékei 603 ± 56 és 544 ± 49 cts/mg/Gy-nek adódtak, mely szignifikánsan magasabb, mint az előző réteg 194 ± 81 cts/mg/Gy nagyságú érzékenysége (14. táblázat). Ezekhez hasonló magas érzékenységi értékek a Maros vízgyűjtőjén eddig csak a Küküllő torkolata előtti a 448 fkm-nél voltak tapasztalhatók (587 ± 167 cts/mg/Gy). A Retyezát területén (OSZ 1499: 401 ± 35 cts/mg/Gy és OSZ 1500: 409 ± 19 cts/mg/Gy), valamint a Hátszegi-medence esetén a legérzékenyebb minták (átlagban ~ 350 cts/mg/Gy) sem érik el ezt a szintet. Így az eltérések szintén az üledékanyag eltérő forrásterületét sugallják. Ez alapján a rétegsor ezen része a Boholt patak Maros üledékeit közrefogó hordalékkúpi akkumulációjaként értelmezhető.



47. ábra: A T2/2 terasz szelvénye és OSL mérési eredményei. Szaggatott vonallal jelölve a részben szitálással is vizsgált D_{50} és D_{90} értékek.

540 cm-től a kereszttrétegzett üledéket szürkés színű, közepes és finom homok ($D_{50}=47 \mu\text{m}$ $D_{90}=139 \mu\text{m}$) összelete fedte, amely felfelé finomodott, kivéve egy viszonylag durvaszemcsés réteget 520 cm mélységben ($D_{50}=41 \mu\text{m}$, $D_{90}=194 \mu\text{m}$) (47. ábra). Az innen

gyűjtött OSL minta (OSZ 1790) alapján az üledékréteg $33,6 \pm 1,9$ ezer éve rakódott le. Szintén magas CW-OSL (772 ± 101 cts/mg/Gy) érzékenységevel az előző mintákhoz hasonló szintet mutat és így azonos lerakódási tevékenységgel hozható összefüggésbe (47. ábra és 14. táblázat).

Körülbelül 500 cm-es mélység felett alacsonyabb energiájú fluviális környezet rekonstruálható, mivel a szelvényben a magasabban elhelyezkedő üledékek inkább iszaposak, sőt agyagosak voltak (47. ábra). Az előző réteg homokját egy barnás homokos iszapréteg borította, amelyből a feltárásban csak 30 cm volt hozzáférhető. A homokos iszap kora ebben az esetben már összetettebben alakult. A rétegből gyűjtött minta finom szemcseméretéből (4-11 μm) mért OSL kor $33,5 \pm 2,9$ ezer éves, míg a teljes durvaszemcsés frakcióból (90-300 μm) számított érték $26,1 \pm 2,2$ ezer éves eredményt adott. A már előzőleg is tapasztalt, finom szemcseméretet érintő túlbecslés miatt a durvaszemcsés $26,1 \pm 2,2$ ezer év mutathatja a réteg üledékeinek valódi OSL korát (47. ábra). Durvaszemcsés frakció CW-OSL érzékenysége a 278 ± 40 cts/mg/Gy, amely kisebb, mint az alatta fekvő rétegek érzékenység értékei. A recens mintáknál ezen a folyó szakaszon, a Sztrigy torkolata után, 327 fkm-től 225 fkm-ig ezzel az értékkel megegyező érzékenységekkel rendelkeznek a vizsgált üledékek kvarciszemcséi (232 ± 24 , 226 ± 26 cts/mg/Gy és 324 ± 34 cts/mg/Gy). Így ezen réteg a fenti adatok alapján már a Marossal hozható összefüggésbe.

A következő 3 métert (490-180 cm) sem a nyitott szelvény rész mintavételezésével, sem fúrással nem lehetett elérni. A fentebb fekvő szelvényrészről kinyert minták alapján azonban úgy tűnik, hogy az intenzív bevágódás megkezdődéséig alacsony energiájú üledékképződési környezet uralkodhatott. A fúrás legnagyobb mélységétől (~180 cm), amely körülbelül 9 m-rel a mai ártér felett van, 130 cm-ig szürkés, agyagos iszapréteg ($D_{50}=13 \mu\text{m}$, $D_{90}=32 \mu\text{m}$ 170 cm mélységben) volt azonosítható, vékony vasoxid-felhalmozódásokkal (47. ábra). Ennek az egységnek a korát nem lehetett pontosan meghatározni, mivel az OSL-mintából (OSZ 1788) nem állt rendelkezésre durvaszemcsés kvarc, így az érzékenység méréseket sem lehetett megvalósítani. A finomszemcsés, iszap frakció mérése során pedig igen magas, a lejjebb fekvő rétegektől is szignifikánsan eltérő, $40,4 \pm 2,3$ ezer éves OSL kor adódott, ami így vélhetően jelentősen túlbecsli a réteg valódi korát.

A 130 cm és 30 cm között, kissé durvább iszapos réteg helyezkedett el (47. ábra). Az előző szekvencia felső részét az innen gyűjtött minta (OSZ 1787) segítségével lehet keltezni, amely már megfelelő mennyiségű finomszemcsés homokot tartalmazott a kormeghatározáshoz. A rétegből, 100 cm-es mélységből vett minta kora $28,7 \pm 2,5$ ezer év volt. Megjegyzendő továbbá, hogy ebben az esetben a 4-11 μm szemcsefrakció a durvaszemcséssel megegyező értéket adott ($27,3 \pm 1,5$ ezer év) (47. ábra és 14. táblázat). Összegezve, ennek a rétegnek a keletkezési ideje nagyon hasonló a feltárás felső részén található üledék korához ($26,1 \pm 2,2$ ezer év). Következésképpen viszonylag magas üledékképződési sebesség feltételezhető erre az időszakra. Az előző réteghez hasonlóan a magas CW-OSL érzékenység (556 ± 29 cts/mg/Gy) alapján ennek a rétegnek az anyaga is eltérő forrásból származik, ami ismét a Boholt akkumulációs tevékenységével hozható összefüggésbe.

A minták érzékenyülési értékei között szignifikáns különbségek nem láthatók. Az öt cikluson át történő érzékenyítés során a rétegsorban 570-500 cm-ig elhelyezkedő, magas érzékenységű minták enyhén csökkenő arányt ($0,95 \pm 0,01$) mutatnak (15. táblázat), míg a többi minta esetén egységesen, átlagban $1,00 \pm 0,01$ arány tapasztalható, így ezen adatok és üledékek érzékenysége, forrásterülete között, itt nem mutatkozik kapcsolat (15. táblázat).

14. táblázat: A két terasz szelvényben gyűjtött minták lumineszcens kor mérési eredményei.

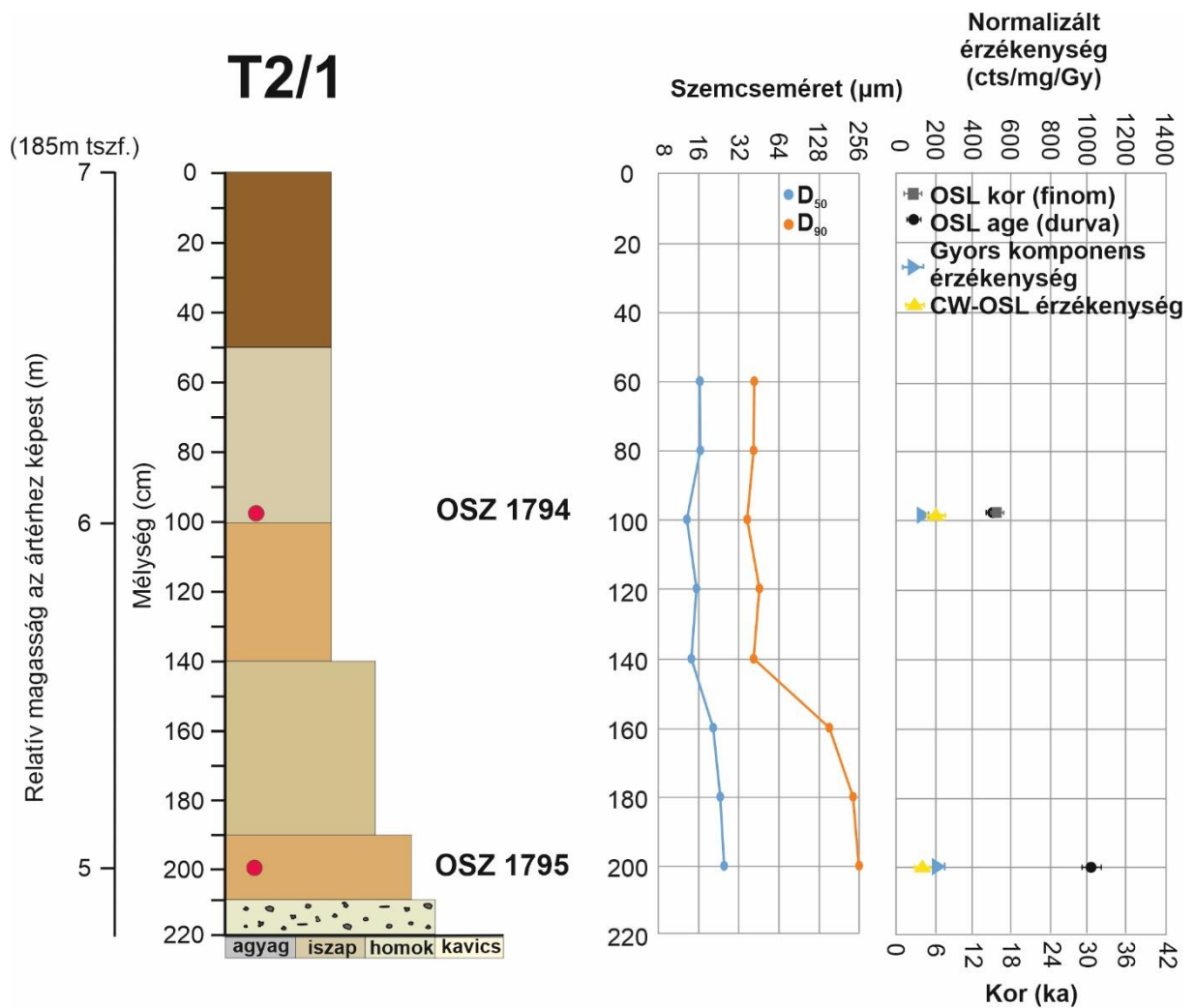
Szelvény	Minta ID	Mélység (cm)	Nedvesség-tartalom (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Szemcseméret (μm)	D* (Gy/ka)	Kor modell	D _e (Gy)	Kor (ka)
T2/2	OSZ 1787	100	14±5	2.10±0.04	8.84±0.21	1.38±0.04	90-300	2.29±0.08	MAM	65.46±5.11	28.73±2.46
							4-11	2.76±0.15	Átlag±SE	75.31±0.17	27.3±1.48
	OSZ 1788	200	9±5	1.83±0.04	8.23±0.2	1.38±0.04	4-11	2.74±0.15	Átlag±SE	110.81±1.72	40.43±2.32
							90-300	2.58±0.09	MAM	67.29±5.15	26.10±2.21
	OSZ 1789	480	13±5	1.96±0.04	8.92±0.22	1.82±0.06	4-11	3.07±0.15	Átlag±SE	102.93±7.36	33.51±2.92
							90-150	2.62±0.08	MAM	90.16±4.37	33.6±1.98
	OSZ 1790	530	8±5	2.27±0.03	9.28±0.16	1.57±0.06	150-220	1.54±0.09	MAM	56.79±3.55	36.84±3.13
	OSZ 1791	550	1±5	0.92±0.02	3.27±0.1	1.04±0.03	150-220	1.71±0.08	MAM	64.91±3.45	38.02±2.67
	OSZ 1792	570	7±5	1.56±0.02	5.01±0.09	1.05±0.04	150-220	1.41±0.09	CAM	51.09±1.53	36.35±2.47
	OSZ 1793	620	3±5	0.71±0.01	2.61±0.05	1.02±0.04	220-300	2.13±0.08	MAM	31.53±2.32	14.79±1.22
T2/1	OSZ 1794	100	14±5	1.67±0.04	7.73±0.19	1.39±0.04	90-300	2.13±0.08	MAM	31.53±2.32	14.79±1.22
							4-11	2.55±0.13	Átlag±SE	40.29±0.23	15.83±0.84
	OSZ 1795	200	13±5	2.19±0.04	9.1±0.21	1.48±0.05	220-300	2.44±0.08	CAM	71.04±3.46	30.51±1.2

5.5.3. A T2/1 teraszhoz kapcsolódó szelvény leírása

A T2/1 helyszínen az üledékeket csak fúrással lehetett vizsgálni, következésképpen a T2/2 szelvényben talált durva kavicsréteget ebben az esetben nem lehetett közvetlenül megmintázni. Ugyanakkor 220 cm-es mélységben egy feltörhetetlen homokos kavicsréteget találtunk, és ahonnan közel 1 cm átmérőjű kavicsokat hozott fel a fúrófej. Az anyag hasonló jellegű volt, mint a másik helyszínen 600 cm mélységben talált üledék (48. ábra). Ráadásul a két réteg a mai ártérhez képest nagyon hasonló relatív magasságban húzódik (47. és 48. ábra). Következésképpen feltehetően ugyanazt a lerakódási eseményt képviselik.

OSL mintavételt csak a kavicsos üledék felett elhelyezkedő rétegből lehetett végezni, amely túlnyomórészt iszaptól állt, de még mindig gazdag volt közepes szemcseméretű homokban ($D_{50}=25 \mu\text{m}$, $D_{90}=251 \mu\text{m}$), mely rétegszilikátokat is tartalmazott (48. ábra és 14. táblázat). A 200 cm-ről gyűjtött OSZ 1795 minta OSL kora $30,5 \pm 1,2$ ezer év. Nemcsak a homokos frakció összetétele, de a réteg érzékenységi értéke 165 ± 15 cts/mg/Gy alapján is az üledék eredete a Maroshoz kapcsolható. Másrészt itt a fedőüledék a képződési ideje 5-6 ezer évvel alacsonyabb, mint a T2/2 szelvény alján lévő minta (OSZ 1793) által jelzett lumineszcens kor. Ezen információk alapján a T2/1 szelvényben a kavicsos és iszapos üledékek határfelületénél hiátus gyanítható.

A homokos iszapréteg felett egy átmeneti, felfelé finomodó, világosbarna iszapos üledék volt található, jelentős mennyiségű csillámmal, ami csökkenő energiájú ártéri üledékfelhalmozódásra utal (48. ábra). Ezt a réteget egy kissé barnásabb, csillámokban szintén gazdag iszap felhalmozódás követte ($D_{50}=15 \mu\text{m}$, $D_{90}=45 \mu\text{m}$), amely a talajképződés kezdeti szakaszára utalhat (48. ábra).



48. ábra: A T2/1 terasz szelvénye és OSL mérési eredményei.

A második OSL minta (OSZ 1794) ebből a szekvenciából 1 m-es mélységből került begyűjtésre, a barnás réteg és a felette lévő világosszürke, 50 cm vastagságú üledékréteg határának közelében ($D_{50}=16 \mu\text{m}$, $D_{90}=46 \mu\text{m}$) (48.ábra). A minta finomszemcsés OSL kora $15,8 \pm 0,8$ ezer év, míg durvaszemcsés OSL kora $14,8 \pm 0,8$ ezer évre datálódott. Az adatok az ártéri üledékképződés nagyon lassú ütemű folytatódására utal. A minta érzékenysége alapján (200 ± 22 cts/mg/Gy) az üledéket szintén a Maros folyó rakta le.

15. táblázat: A teraszok esetében vizsgált durvaszemcsés kvarc minták lumineszcens érzékenység eredményei.

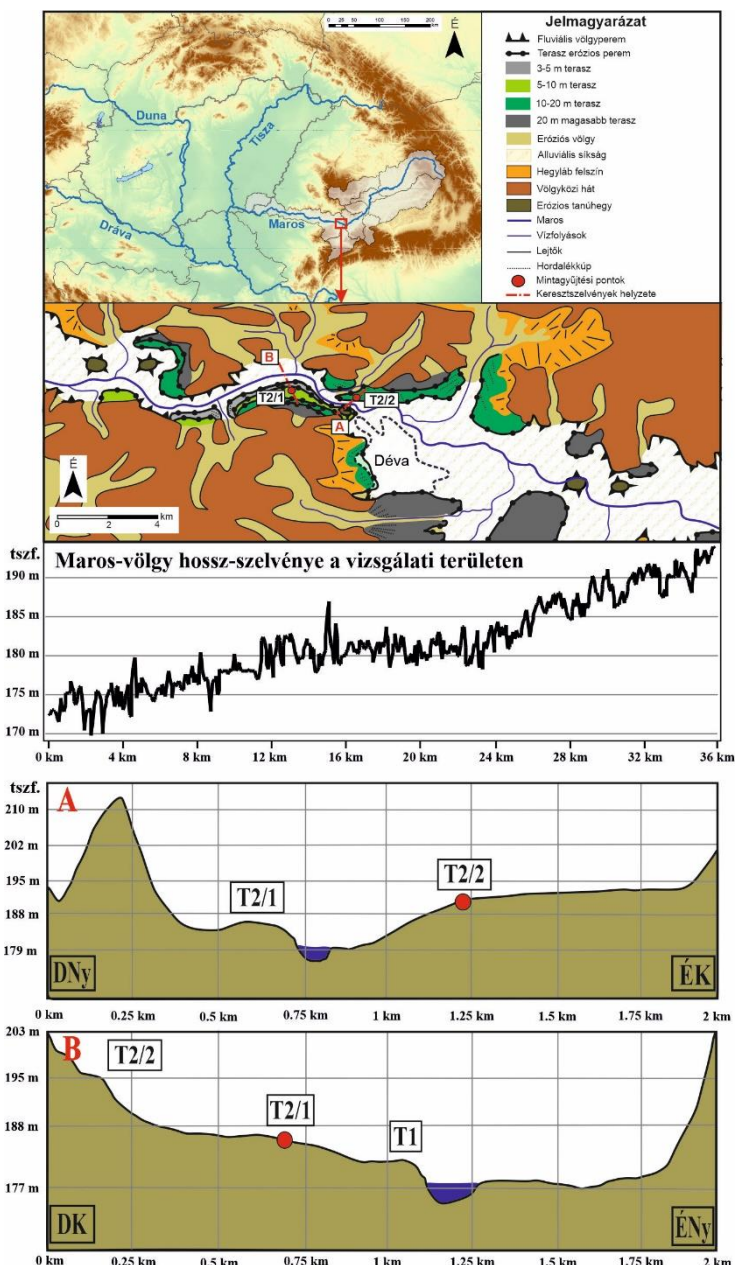
Szelvény	Minta ID	Szemcse-méret (µm)	CW-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	TL 110°C csúcs alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	Teljes LM-OSL alap érzékenység átlag±SE(SD) (cts/mg/Gy)	LM-OSL gyors komponens részarány átlag±SE(SD) (%)	CW-OSL érzékenyülési aránya (ciklus 5./ciklus 1.)	CW-OSL érzékenyülési aránya (ciklus 3./ciklus 1.)	110°C TL csúcs érzékenyülési aránya (ciklus 3./ciklus 1.)	LM-OSL gyors komponens érzékenyülési aránya (ciklus 3./ciklus 1.)	Teljes LM-OSL érzékenyülési aránya (ciklus 3./ciklus 1.)
T2/2	OSZ 1787	90-300	556.1±29.2(71.1)	9284±1405(2434)	753±22.3(38.6)	13631±1490(3204)	5.69±0.67(1.15)	1.01±0.01	1.01±.01	0.99±0.01	1.04±0.03	1.28±0.01
	OSZ 1788	90-300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	OSZ 1789	90-300	278.3±40.3(98.7)	6074±944(1635)	410±70.7(122)	11498±980(1697)	3.63±0.67(1.16)	1.00±0.01	1.01±0.02	0.96±0.01	0.97±0.02	1.13±0.03
	OSZ 1790	90-150	772.1±101.2(247.8)	12609±680(2486)	1249±36.4(63.0)	16827±492(852)	7.42±0.14(0.25)	0.96±0.01	0.97±0.004	0.98±0.01	0.95±0.004	0.89±0.01
	OSZ 1791	150-220	543.5±48.9(119.9)	13773±998(1683)	1716±915(67.5)	23879±3319(269)	3.90±0.27(0.38)	0.95±0.01	0.96±0.01	0.97±0.01	0.96±0.01	0.95±0.001
	OSZ 1792	150-220	603.1±55.5(135.9)	13656±778(2521)	870±217(375)	18687±2292(3975)	4.52±0.61(1.06)	0.94±0.01	0.96±0.01	0.97±0.01	0.95±0.003	0.91±0.02
	OSZ 1793	220-300	193.6±80.8(205.9)	1840±186(513)	174±50(86.0)	5218±1241(2150)	3.28±0.15(0.26)	1.04±0.02	1.02±0.01	0.99±0.01	0.98±0.02	0.92±0.2
T2/1	OSZ 1794	90-300	199.7±22.4(55.0)	2720±395(441)	158±13.6(23.6)	3683±69(120)	4.27±0.29(0.5)	1.13±.02	1.09±0.01	1.02±0.01	1.21±0.02	1.42±0.02
	OSZ 1795	220-300	165.4±14.9(36.5)	3024±269(1013)	203±25.5(44.1)	5344±492(853)	3.79±0.24(0.42)	0.99±0.01	0.99±0.01	0.98±0.01	0.94±0.01	0.88±0.01

5.5.4. Következtetések

A durvaszemcsés üledékek ártér feletti magassága, ami mindkét terasz esetében ~5 m, és az érzékenység tekintetében tapasztalt hasonlóságai miatt a két forma alapját képező kavicsos felhalmozódás ugyanazon teraszképződési ciklushoz tartozik. Ugyanakkor a teraszok felszínének magasságkülönbsége, valamint a szelvényekből gyűjtött üledékek OSL korainak különbsége alapján úgy tűnik, hogy a felszínnek a bevágódás különálló szakaszait képviselik. Következésképpen a T2/2 terasz akkumulációs teraszként, míg a T2/1 terasz beágyazott akkumulációs teraszként értelmezhető (49. ábra).

A T2/2 szelvény legalján megfigyelt kavicsos üledékből nem tudunk a kormeghatározáshoz szükséges mennyiségű homokos mintát gyűjteni, így közvetlen OSL mérésre nem nyílt mód. Hasonlóképp, a T2/1 szelvény esetében is csak a fedőüledéket sikerült megmintázni. A kavicsréteg feletti homokos, finom kavicsos réteg, mindkét szelvény esetében 40 és 30 ezer év közötti OSL kort mutatott (15. táblázat). Ez alapján a területen a MIS 3 végéig ment végbe a Maros-völgy feltöltődése, felkavicsolódása (50. ábra). Az időszak bár éghajlati szempontból viszonylag enyhébb volt, amint azt a régió lösz sorozatai is jelzik (Marković et al. 2018), de általánosságban ekkor is periglaciális viszonyok uralkodhattak Közép-Európában (Van Huissteden et al. 2003). Fontos még kiemelni, hogy a MIS 3 az egész északi féltekén (Van Meerbeeck et al. 2009) és a régióban is (Feurdean et al. 2014) a szezonális hangsúlyosabbá válásával jellemezhető. A rövid és hosszabb távú jelentős hőmérséklet ingadozás hordalék pulzusok kialakulását eredményezhette, melyek aztán jelentős feltöltődéshez vezettek a folyó völgyében még a tektonikus emelkedéssel érintett szakaszokon is.

A fentiekhez hasonló, MIS 3 stádiumra tehető felkavicsolódást Európa több más vízfolyása esetében is azonosítottak (pl. Winsemann et al. 2015, Olszak et al. 2016, Cunha et al. 2019). Igaz, a hasonló folyamatokat mások inkább az interglaciálisokhoz kötik (pl. Vassallo et al. 2007, Fuller et al. 2009). A fentebbi példák, és a jelen kutatás kapcsán kapott eredmények



49. ábra: A vizsgált terület elhelyezkedése és geomorfológiai térképe, hossz-szelvénye a vizsgált területen a Marosnak, valamint a két terasz domborzati szelvénye.

is rávilágítanak azonban a glaciálisok során jelentkező enyhébb, éghajlati szempontból változékonyabb időszakok jelentőségére a folyóvölgyek feltöltődése tekintetében.

A T2/2 szelvényben, a meder üledékek fölött található felfelé fokozatosan finomodó ártéri rétegsor 30 és 25 ezer év között közepes energiájú ártér jelenlétére utal a területen, melynek feltöltésében a szubszekvens völgyek vízfolyásai is részt vehettek (50. ábra). Utóbbira utal az ebből a rétegből származó kvarc minták jelentősen eltérő lumineszcens érzékenysége is. A finomszemcsés ártéri üledékek megjelenésével párhuzamosan a MIS 3 és a MIS 2 átmenet időszakában megindulhatott a teraszképződés bevágódási fázisa (50. ábra). A teraszképződés klimatikus modelljét alkalmazva, a bevágódás az éghajlat romlása és a gyérebbé váló növénytakaró következtében csökkenő evapotranszspiráció miatt megnövekedett lefolyással magyarázható (pl. Vandenberghe 2008, Gábris et al. 2013).

Mivel azonban a meleg-hideg átmenetekhez képest a hideg-meleg átmenetek általában kevésbé jelentős bevágódást eredményeznek (Vandenberghe 2008, Schanz et al. 2018), itt legalább két másik tényező szerepét és kölcsönhatását is figyelembe kell venni, mégpedig a vízgyűjtőn megmozgatható, rendelkezésre álló üledék mennyiségét és a tektonikus folyamatok hatását.

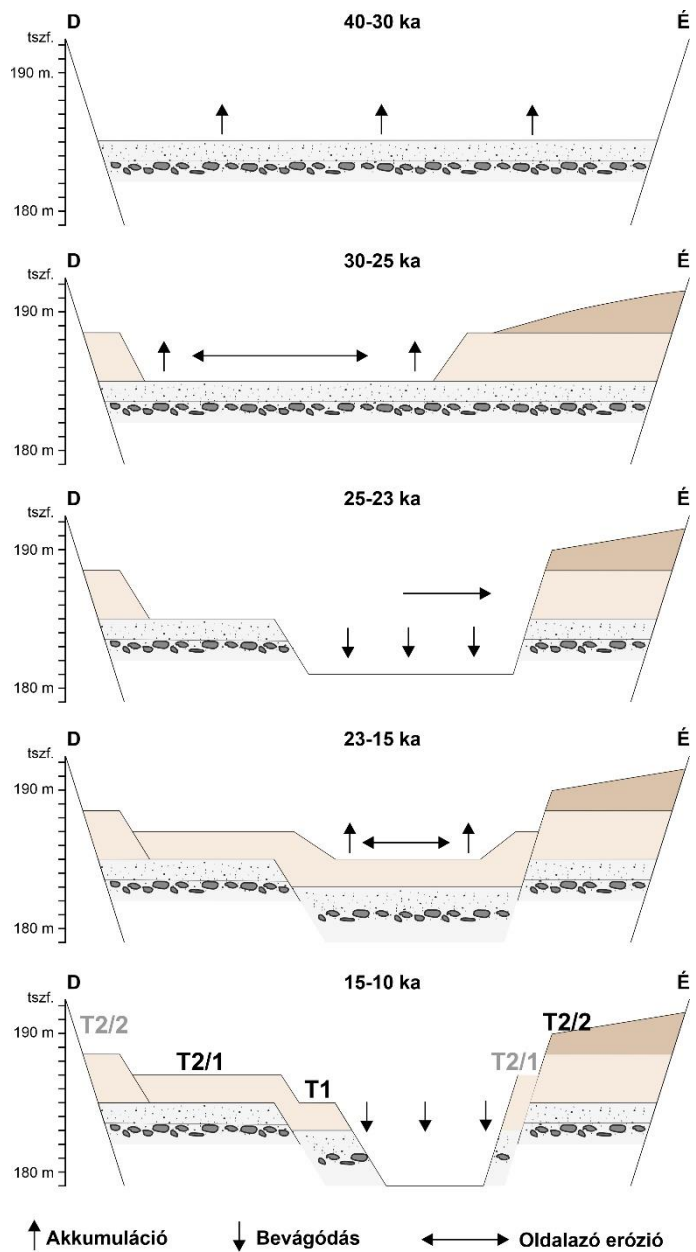
Bár a vizsgált folyószakasz üledékellátottságát jelentősen szabályozzák a Maros bal parti mellékfolyói (49. ábra), amelyek közvetlenül a Retyezát-hegységből hoznak durvaszemcsés üledékeket a főmederbe mivel azonban, a vízgyűjtő más hegyvidéki részvízgyűjtőit nem érintette eljegesedés így összeségében a hordalék mennyisége és a vízhozam aránya jelentősen csökkenhetett, ami magyarázhatja, hogy a vizsgált teraszok esetében 26 ezer év körül kezdődött az első bevágódási időszak (50. ábra). A mérsékelt hordalékutánpótlás valószínűleg a MIS 2 során végig jellemző volt a folyórendszerben, de mivel az LGM-ben a csapadék mennyisége jelentősen csökkent (Feurdean et al. 2014, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b; 2017) így a vízhozamok is alacsonyabbak lettek, ami a tereaszképződés általános modelljéből kiindulva kedvez a völgyek felkavicsolódásának (Schanz et al. 2018). Ennek ellenére úgy tűnik, hogy az feltöltődés a MIS 3 - MIS 2 átmenet során kialakuló völgytalpra korlátozódott (50. ábra). Ebből adódhat, hogy a T2/1 terasz üledéksorozatában azonosított a késő-glaciális ártéri üledékek közvetlenül települnek a MIS 3 stádiumhoz köthető kavicsos-homokos rétegre (49. és 50. ábra), azaz valószínűleg ekkorra a bevágódott völgy részben újra feltöltődött (50. ábra). A T2/1 terasz döntően iszapos üledékeinek homokos frakciójából kapott $14,8 \pm 0,8$ ezer éves OSL kor alapján azt a következtetést is levonhatnánk, hogy a MIS 3 stádiumhoz hasonlóan, újból egy melegebb periódushoz kapcsolódik a völgy nagyarányú aggradációja, de ennek eldöntéséhez további adatokra van szükség.

Azt is figyelembe kell venni, hogy a MIS 3 stádiumhoz viszonyítva a Bölling-Alleröd, majd a holocén jóval melegebb és csapadékosabb volt, így az LGM során a völgyekben felhalmozódó üledékek mobilizációját, valamint a növényzet gyors záródását (Feurdean et al. 2014) követően, a rendszerben ismét lecsökkent a rendelkezésre álló üledék mennyisége. Azonban ezúttal ez interstadiális, illetve interglaciális éghajlat mellett ment végbe, ami még inkább kedvez a bevágódásnak. A jelenlegi adatok alapján tehát nem lehet egyértelműen okot találni a 15 ezer év körüli bevágódásra. Különösen azért nem, mert Kasse et al. (2005) szerint a késő-glaciális éghajlatváltozások még a Nyugat-Európa érzékenyebb klímája mellett sem voltak képesek megváltoztatni a folyók dinamikáját.

Részben emiatt is felmerül, hogy a bevágódást a klimatikus tényezőkön túl tektonikus okok is meghatározhatják a vizsgálati területen. Ehhez kapcsolódik Necea et al. (2013) megfigyelései is miszerint az DK-Kárpátok területén a teraszok kialakulását elsősorban a hegylanc felemelkedése irányítja. Emellett a most vizsgált teraszoktól folyásirányban lefelé a völgy hosszszelvényében töréspont figyelhető meg (49. ábra), ami kőzettani határra és/vagy keresztirányú vető jelenlétére utalhat (28. ábra). Az előbbi támasztják alá a területen tapasztalt jelentős mértékű gravimetrikus eltérések, melyek főként a kőzettani heterogenitásból adódnak (Gheorghiu et al. 1963). Utóbbi pedig a függőleges elmozdulásokban mért különbségek jelzik, melyek szerint Déva környékén 1 mm körüli, míg folyásirányban lefelé helyenként 2 mm mértékű süllyedéssel lehet számolni (Zugrăvescu et al. 1998), ami hátravágódást eredményezhet.

Bár a vizsgálati területen a függőleges elmozdulási sebességek hosszú távon változhatnak, és ez más területeken elvégzett vizsgálatok alapján akár önmagában is teraszképződéshez vezethet (Van Balen et al. 2000, Gunnell et al. 2003), de még az aktívan kimelekedő területeken is, mint például a Tibeti-plató (Pan et al. 2001, Zhang et al. 2018) vagy az Andok (Tofelde et al. 2017) a teraszképződés főként a klimatikus okokkal mutat összefüggést.

Következésképpen a teraszoknál vizsgált időkeretben, azaz az elmúlt 30 ezer évben valószínűsíthetően a vertikális elmozdulás nem változott olyan mértékben, hogy felülírja az éghajlat, így a lefolyásviszonyok és a rendelkezésre álló üledék által szabályozott teraszképződési folyamatokat.



50. ábra: A teraszképződés lehetséges időbeli fejlődése a vizsgált területen.

6. Összegzés

Dolgozatom első felében az OSL mérésekben rejlő új alkalmazási lehetőségeket, a kvarc lumineszcens érzékenységét, illetve annak mérési módszertanát vizsgáltam durvaszemcsés (90-300 μm közötti) fluviális kvarc mintákon. A lumineszcens érzékenység térbeli és időbeli mintázatát, változásának környezeti összefüggéseit, valamint a változás tendenciáját is igyekeztem feltárni. A vizsgálatok során a megfelelő mérési protokoll is kidolgozása került. A módszerrel nem csak a jelentősebb vízfolyások fluviális kvarcainak összehasonlítása történt meg, hanem igyekeztem a Maros mentén, annak vízgyűjtőjén belül, a lumineszcens érzékenység változását is megvizsgálni.

Kutatásom második felében a Maros vízgyűjtőjén található Retyezát-hegység és annak Gura Zlata, Râul Mare völgyében lévő üledékanyagok, a hegység É-i előterében lévő Hátszegi-medence hordalékkúpjainak, továbbá a Középső-Maros mentén húzódó teraszok üledékeinek OSL kormeghatározását és érzékenység mérését végeztem el. A minél megbízhatóbb OSL mérések érdekében az esetlegesen felmerülő, negatívan befolyásoló hatásokat igyekeztem mérés technikailag minimalizálni, valamint a kálföldpátokat is bevonni a kormeghatározásba.

Továbbiakban a lumineszcens érzékenységi vizsgálatokra a munkám során kapott főbb összefüggéseket kívánom összegezni. Továbbá a különböző területeken elvégzett geomorfológiai folyamatokat kapcsolom össze és hasonlítom a Maros hordalékkúpján már megállapított késő-glaciális paleomeder fejlődési folyamatokkal.

6.1. A lumineszcens tulajdonságok alkalmazhatósága a geomorfológiai rekonstrukció során

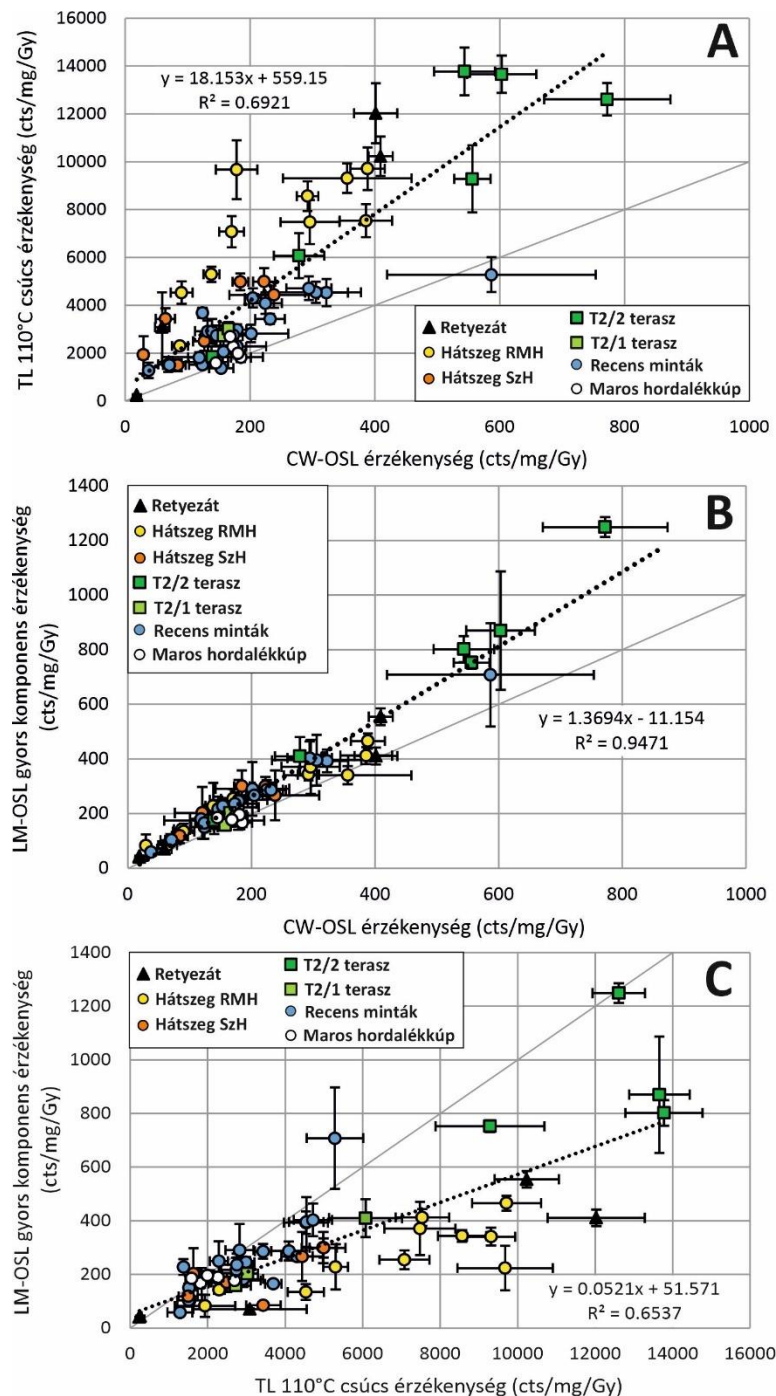
6.1.1. A lumineszcens érzékenység alkalmazhatósága regionális téren

A részeredményekből jól kirajzolódik, hogy a mérések során használt MG módszer mely során 6 mg minta lett egyszerre mérve túl sok eltérő OSL tulajdonsággal rendelkező szemcsét tartalmaz, amely nagyban befolyásolja a kapott eredmények hibáját és szórását. Erre többen tettek már utalást (pl. Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons 2011) és az egyszemcsés (SG) mérést hangsúlyozták. Azonban ezen technika lényegesen több mérési időt és előkészítést igényel, valamint nehezebben illeszthető az általános, hétköznapi OSL mérések körébe.

Bár a kidolgozásra került protokollban viszonylag egyszerű a kvarc mintáknak a különböző (CW-OSL, 110°C-os TL csúcs, LM-OSL) érzékenység mérése, de a szakirodalomban feltárt törvényszerűségek így is látszanak (pl. Stoneham és Stokes 1991, Murray és Roberts 1998, Wintle és Murray 1999, Chen et al. 2000). Ugyanakkor az is megfigyelhető, hogy a mérések során a 110°C TL és CW-OSL érzékenység, valamint 110°C TL és LM-OSL gyors komponens nem mutat olyan szoros kapcsolatot, mint az LM-OSL gyors komponens és CW-OSL eredmények (51. ábra). Ennek az eltérésnek az alábbi mérés technikai okai is lehetnek, mint pl. az előhevítési hőmérséklet hatására fellépő különböző mértékű rekuperációs jelenség (pl. Bøtter-Jensen et al. 2003, Wang et al. 2006, Tóth et al. 2017a), valamint a 110°C TL csúcs mintánkénti eltolódása (pl. Zheng et al. 2009, Lü és Sun 2011). Továbbá a háttér normalizáláshoz használt jel és annak komponens összetétele miatt is változás léphet fel (Trauerstein et al. 2017).

A Kárpát-medence néhány nagyobb vízfolyásának hordalékából származó fluviális minták lumineszcens érzékenységének részletes elemzése első körben mutatta ki, hogy az alpi és kárpáti eredetű kvarc szemcsék érzékenysége az akkumulációs régiókban is jelentősen különbözik. A mérések korlátai ellenére – mint például az átlagolás, a többszemcsés mérések hatása (MG), összetett litológiai háttér – a vizsgált üledékek részletes érzékenység elemzése arra mutatnak, hogy a Duna üledékéből származó kvarc esetében az érzékenységi paraméterek minden egyes típusa nagyon alacsony értékkel rendelkezik. Az adatok alapján úgy tűnik, hogy az alacsony érzékenység nem csak a vízgyűjtő felső szakaszán jellemző (Moska és Murray

2006, Klasen et al. 2006; 2007), hanem messze folyásirányban lefelé is, és egyértelműen jellemzi a Dunához kapcsolódó folyóvízi üledéket. Így a Dunához köthető fluvialis üledékek a Kárpát-medencében megkülönböztethetők a Tisza és Maros üledékeitől. E fő következtetés mellett számos más megfigyelés is tehető.



51. ábra: A Maros vízgyűjtőn vizsgált minták (A) TL 110°C/CW-OSL, (B) LM-OSL gyors komponens/CW-OSL és (C) LM-OSL gyors komponens/TL 110°C érzékenységi eredményeinek összetevése. Átlóval jelölve az értékek 1:1 arányát és pontozott vonallal a trendvonalat.

A különböző típusú érzékenységi paraméterek figyelembevételével a teljes LM-OSL intenzitások és a gyors komponensek részaránya alapján különülnek el a legjobban a vizsgált folyók kvarc ásványai. Ebből az feltételezhető, hogy a Kárpát-medencében ezek a paraméterek használhatók legjobban a fluvialis kvarc eredetének megállapítására. Az eredmények tehát arra utalnak, hogy a CW-OSL érzékenység mellett az OSL jelben lévő komponensek aránya is

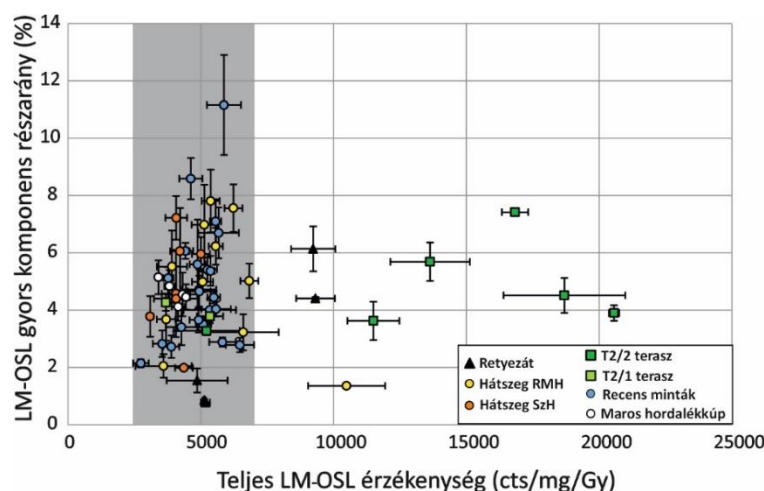
további eszközt nyújthat a különböző összetételű üledékek megkülönböztetéséhez, esetleg az eltérő litológiai hátterű üledékek megkülönböztetésére.

A Maros vízgyűjtőjén vizsgált minták esetében az is megfigyelhető, hogy az alacsonyabb érzékenységi régiókban (CW-OSL esetén 200 cts/mg/Gy, míg TL 110°C csúcs esetén 2000 cts/mg/Gy alatt) a TL 110°C-os csúcs érzékenység, valamint a CW-OSL eredmények egymással megfeleltethetők, egymáshoz viszonyított arányuk 1:10 (51A. ábra). Míg magasabb érzékenységeknél a két eredmény közötti különbség és az arány növekszik (51A. ábra). A magasabb érzékenységi régiókban az LM-OSL gyors komponens/CW-OSL eredmények aránya szintén növekedést mutat, ugyanakkor kisebb mértékűt, mint a TL 110°C csúcs/CW-OSL arány (51A,B. ábra). Az LM-OSL gyors komponens/TL 110°C csúcs érzékenységi eredményei esetében a két érték eltérésének mértéke megegyezik a TL 110°C csúcs/CW-OSL-nél megfigyeltekkel (51. ábra).

Ugyanakkor a Retyezát-hegységből érkező üledékek kvarcsezemcséi – Gura Zlata völgy érzékeny mintái, valamint a Rául Mare menti hordalékkúp mintái – TL 110°C csúcs érzékenység kapcsán átlagban magasabb eltérést mutatnak a CW-OSL és LM-OSL gyors komponens érzékenységhez képest (51A,C. ábra). Ez a jelenség pedig kapcsolatba lehet esetleg a Retyezátot felépítő döntően metamorf pl. paragneisz kőzetekkel. Mivel a kvarcot érintő nagyobb fokú hőmérsékleti hatás a belső szerkezetében – R₁ és R₂ termálisan instabil – csapdák törlését okozhatja így változtatva a kialakuló primer lumineszcens érzékenységet (pl. Guralnik et al. 2015, Sharma et al. 2017).

A Maros vízgyűjtőn elhelyezkedő minták teljes LM-OSL és gyors komponens részarányait figyelembe véve megfigyelhető, hogy a Hátszegi-medence üledékei a Maros hordalékkúpon vizsgált kvarcsezemcsék is a recens minták által kirajzolt érzékenységi sávban találhatóak (52. ábra). A teraszok szelvényében a Marostól eltérő, kisebb vízfolyásokhoz kötött üledékek kvarcai elkülönülnek (52. ábra). A Gura Zlata völgyben vizsgált két darab érzékeny (OSZ 1499, OSZ 1500) minta szintén elkülönül a fő csoportosulástól (52. ábra). Továbbá a Hátszegi-medencében a völgszájhoz legközelebb eső (F1 helyszín, OSZ 1771 minta) szintén hasonló érzékenységi tulajdonságokkal rendelkezik (52. ábra). A teljes LM-OSL érzékenység és gyors komponens részarányok alapján így a Maros vízgyűjtőn belül is tapasztalhatók elkülönülések, amelyek az eltérő kvarc provenanciára utalhatnak.

A fent bemutatott eredmények segíthetnek a kvarc ásványok esetleges származási területeinek megkülönböztetésében az üledékgyűjtő medencékben. Legfőbbképpen a Kárpát-medence alföldi területein, különösen az összefolyási zónákban. Továbbá a kiterjedt eolikus felhalmozódások is találhatóak a Kárpát-medencében, amelyek eredete köthető lehet a folyókból lerakódott üledékekhez. A jelenlegi összefüggések alkalmazása ezen üledékek esetében tovább segíthetnek rekonstruálni az üledékes kvarc folyami forrását.



52. ábra: A Maros vízgyűjtőjén vizsgált minták LM-OSL gyors komponens és teljes LM-OSL eredményeinek összevetése. Szürke sávval a recens minták által kirajzolt érzékenységi sáv.

6.1.2. *A lumineszcens érzékenységet és reziduális dózist vízgyűjtő szinten meghatározó tényezők*

A Maros vízgyűjtőjén a lumineszcens érzékenység, a felszíni litológia és a szállítási távolság közötti összefüggések vizsgálata lehetővé tette annak felmérését, hogy a lumineszcens paraméterek később alkalmazhatók-e az üledékforrás és a fluviális folyamatok rekonstrukciója szempontjából a vízgyűjtőn. A Maros esetében mindkét lumineszcens paraméter tekintetében egyértelműen bebizonyosodott, hogy a részvízgyűjtő és a folyószakasz léptékű tényezők nagymértékben befolyásolhatják a lumineszcens tulajdonságok folyásirányban történő változását. A reziduális dózisok tekintetében, az általános modellel összhangban, a szállítási távolság növekedésével az értékek csökkenő tendenciát mutatnak az ismételt átdolgozás, és kioltódás következményeként. Az eredmények alapján az értékek helyi és folyószakasz szintű növekedése vagy 1) a korlátozott, kevés számú üledékciklusokon átesett üledékeket szállító rövid mellékfolyókkal; 2) az idősebb üledékek és üledékes kőzetek Maros általi fokozott eróziójával; vagy 3) az esetlegesen a medren belüli homokkitermeléssel hozható összefüggésbe. Mindezek a folyamatok nagy egyenértékűséggel rendelkező szemcséket juttatnak a fő folyó üledékkeverékébe, ami aztán növeli a mért reziduális dózis értékét.

Bár a vizsgált Maros szakasz hossza (565 km) jelentős volt, a CW-OSL, 110°C TL csúcs és az LM-OSL gyors komponens érzékenység paramétereiben egyértelmű növekedés nem figyelhető meg folyásirányban, ellentétben néhány korábbi kutatással (Pietsch et al. 2008; Fitzsimmons 2011).

A jelen adatok szerint az érzékenységi értékek helyi és folyószakasz léptékű növekedést mutattak a következőkkel összefüggésben: 1) a részben granitoidok és paragneiszek lepusztulásából képződő Aranyos üledékek beáramlása; 2) hosszabb szállítódás esetén azokon a szakaszokon, ahol nem csatlakoznak jelentős mellékfolyók a folyóhoz. Az érzékenységi értékekben pedig csökkenés figyelhető meg: 1) a Küküllő torkolata után, mely folyó főként neogén homokos üledékeket szállít, melyek kvarc frakciója mérsékelt érzékeny; 2) azon szakaszokon, ahol a medren belüli homokkitermelés történik. Ezáltal szintén a lokális tényezők kvarc érzékenységre gyakorolt hatása tapasztalható.

A Maros vízgyűjtőjén a felszíni litológiában mutatkozó különbségek tehát befolyásolják az OSL érzékenységet, de ez csak a három vizsgált mellékfolyó közül egy esetében használható fel az üledékek eredetének keresésére. További variációt okozhat az érzékenységi értékek esetében a vizsgált kvarc frakció szemcsemérete. A vizsgálatba bevont szemcseméreteket (pl. 90-150 μm , 220-300 μm) eltérő dózis önabszorpció miatt is különbségek léphetnek fel az érzékenységi értékekben (Krbetschek et al. 1997, Bailey 2002, Preusser et al. 2009, Sharma et al. 2017).

Az érzékenyülési arányok és az azt vélhetően meghatározó tényezők közötti kapcsolat meglehetősen komplexnek adódott. A magas és alacsony érzékenységgű kvarc mintáknál tapasztalható nagyfokú, mérséklet és stagnáló érzékenyülési arány is. A Maros vízgyűjtőn a hordalékúpon lévő kvarc minták leginkább stagnáló, alacsony érzékenyülési aránnyal rendelkeznek, de a vízgyűjtőn felfelé már megjelennek a magas érzékenyüléssel rendelkező kvarc szemcsék. Az összes technika közül a 110°C-os TL csúcs érzékenyülési arányai mutatják a legkiegyenlítettebb értékeket. A teljes LM-OSL érzékenyülési arányok több esetben eltérnek a CW-OSL és LM-OSL gyors komponens érzékenyülésektől. Ez a jelenség a lumineszcens jelet alkotó további – közepes, lassú – komponensek eltérő érzékenyülését jelzi. Ennek a jelenségnek a figyelembevétele és szisztematikus vizsgálata viszont szolgáltat további információkat a kvarc ásvány provenanciájáról (Haddadchi et al. 2015).

Ugyanakkor, a különböző lumineszcens-tulajdonságok összevetése, kombinálása segíthet mind a jelenlegi, mind a múltbelli fluviális folyamatok értékelésében.

6.2. A Maros vízgyűjtő különböző területeinek késő pleisztocén fejlődése közötti összefüggések

A fluvialis felszínformálás általános dinamikáját a tektonikai folyamatok tartják fent, de úgy tűnik a vizsgálatba bevont területeken a klimatikus hatások nagymértékben módosították és befolyásolták a geomorfológiai folyamatokat. A következőkben így a Maros vízgyűjtő különböző területei között a kapcsolatokat a klimatikus geomorfológiai megközelítésben mutatom be. Az OSL kor adatok, érzékenységi értékek alapján a késő glaciális és holocén geomorfológiai fejlődésében a következő fontos állomások azonosíthatóak:

1) Az adatok alapján a MIS 3-as stádium végén (40-32 ezer év) főként durvaszemcsés homok/kavics üledékek akkumulációja zajlott a Maros vízgyűjtő középső szakaszán (53. ábra). Az egyszemcsés káliföldpát eredmények alapján a Retyezát-hegység Râul Mare völgyének feltöltődése, felkavicsolódása is erre az időszakra tehető. A Hátszegi-medence tekintetében ezen időintervallumban konkrét OSL kor adat nem található, azonban a vizsgált szelvények alapján a legalsó durvaszemcsés homokos kavicsréteg lerakódása szintén ebben az időszakban valószínűsíthető (53. ábra). A Maros középső szakaszán lévő teraszok esetében szintén durvaszemcsés homok és kavics felhalmozódás figyelhető meg (53. ábra).

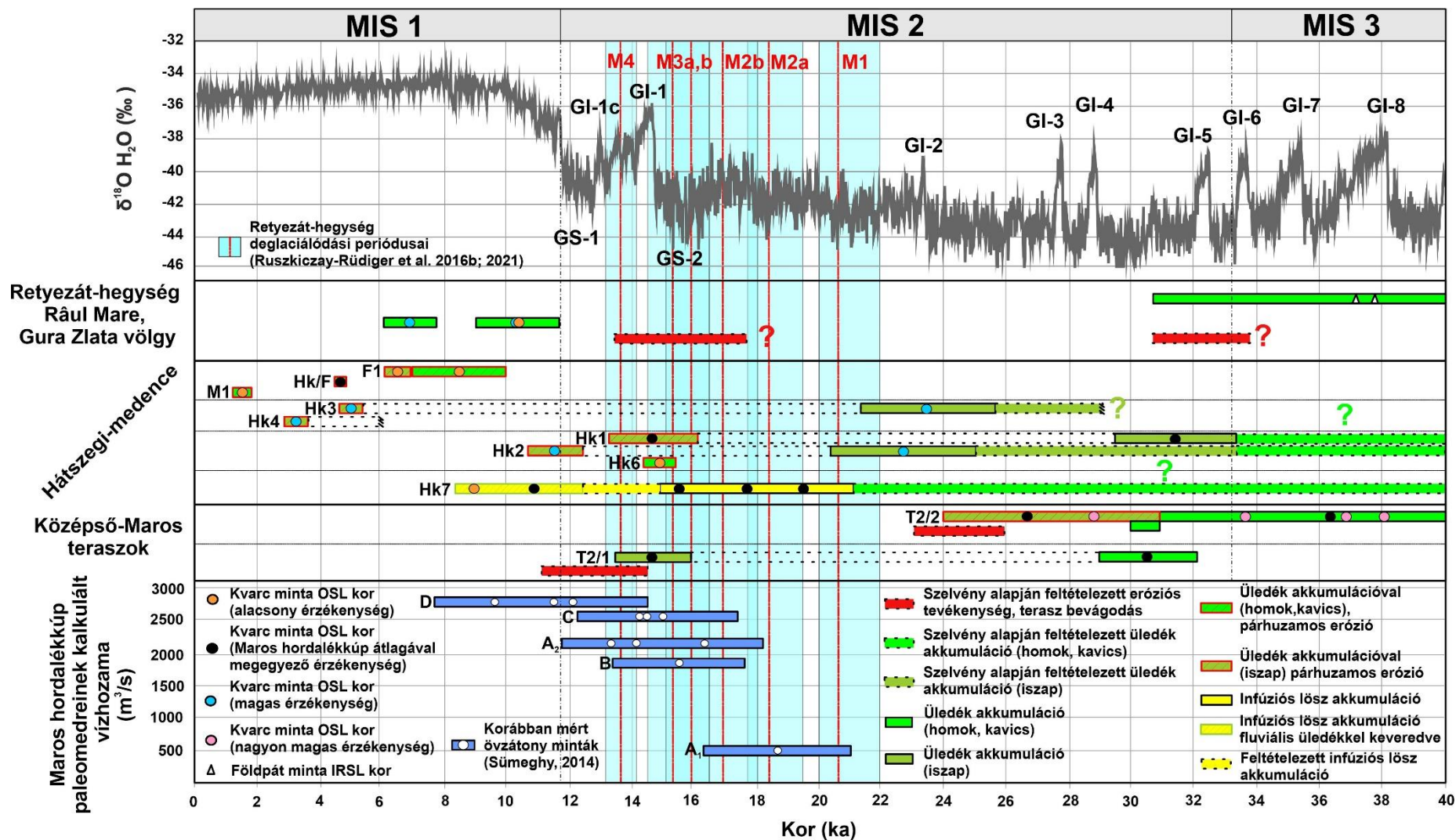
A pontosabb rekonstrukciót nehezíti, hogy ugyan a Râul Mare völgyben lévő minták kvarc OSL érzékenysége nagyon alacsonynak adódott, addig a Hátszegi-medence területén nem volt durvaszemcsés kvarc mely mérhető lett volna. Ugyanakkor a teraszok esetében a szelvények alján lévő rétegek kvarcainak kivételével nagyon magas érzékenység mutatható ki a $T2/2$ szelvényben, amely az üledékek eltérő forrásterületére enged következtetni (53. ábra). Összegezve a különböző vizsgálati területeken feltárt geomorfológiai folyamatokat, illetve figyelembe véve azok időbeliségét megállapítható, hogy mind a magashegységi vízgyűjtőn, mind a hegység előtti medencékben, mind pedig a Maros középső szakaszán a MIS 3-as stádiumra (40-32 ezer év) tehető az intenzív durvaszemcsés üledékképződés, azaz a völgyek felkavicsolódása. Ez alapján feltételezhető, hogy az egész vízgyűjtőn ebben az időszakban mozgott a legtöbb hordalék, illetve olyan mértékű hordalék többlet jellemezte a rendszert, ami meghaladta a vízfolyások hordalékszállítási kapacitását. Mindezek alapján úgy tűnik, hogy a MIS 3 stádiumhoz kapcsolódó enyhébb, ugyanakkor igen változékony éghajlat kedvező körülményeket teremtettek a hordalék mobilizációjának, az egész vízgyűjtőre kiterjedő üledékimpulzusok megindulásának.

2) MIS 3-MIS 2 átmenet idejéről a Retyezát-hegység völgyeiben a vizsgált felhalmozódási formák lumineszcens kora egyik esetben sem esett erre az időszakra. Azonban az éghajlati átmenet során a klíma romlás és erre reagáló vegetáció előidézhetette a vízfolyások bevágódását, a fluvio-glaciális teraszok kialakítását a korábban feltöltött Râul Mare, Gura Zlata völgy esetében. Ugyanakkor ennek az eseménynek az ideje kérdéses és erre vonatkozó közvetett geomorfológiai bizonyítékok nem állnak rendelkezésre (53. ábra).

A Hátszegi-medencében a korábbi időszaktól eltérő üledékképződési folyamatok váltak uralkodóvá (53. ábra). A MIS 3 kavicsos-homokos üledékképződését a MIS 2 átmeneti időszak elején (~32 ezer évtől) finomszemcsés, iszapos akkumuláció váltotta fel, amely a feltárt szelvények szerint ~32 ezer évtől a MIS 2-es időszakban a deglaciálódási fázisok (M1; M2a,b; M3a,b; M4) alatt is végig domináns volt (53. ábra).

A Középső-Maros teraszai esetében ugyancsak megfigyelhetők az átmeneti időszakban a Hátszegi-medencénél tapasztalt változó üledékképződési folyamatok (53. ábra). A szelvények és kor értékek alapján a MIS 3-MIS 2 átmenet közben (~29-27 ezer éve) fokozatos, majd (~26 ezer éve) pedig nagyobb mértékű a terasz bevágódás ($T2/2$) történt.

Ezek alapján a vízgyűjtő a MIS 3 során fennálló, korábbi pozitív, így aktív üledék ellátottsági szakaszból, már a korlátozott mennyiségű üledék és vízellátottsági állapotba került. Jellemzően az üledékhozamba látható csökkenés a fluvialis hálózat stabilizálására és a hozzáférhető üledékforrások kimerüléséhez köthető, amely kapcsolatba lehet a glaciális üledékek tárolódásával (Antoniazza és Lane 2021).



53. ábra: A deglaciolódási fázisok a Retyezát-hegység északi völgyeiben (Ruzsiczay-Rüdiger et al. 2016b, 2021), a Maros hordalékkúpon vizsgált paleomedrek aktivitási időszaka (Sümegehy 2014) és kalkulált vízhozamai (Katona et al. 2012, Kiss et al. 2014) illetve a $\delta^{18}\text{O}$ görbéhez (Lisiecki és Raymo 2005), valamint a dolgozatban vizsgált minták kor és geomorfológiai szelvény adataihoz.

3) A MIS 2 időszakhoz a Retyezát völgyeiben a vizsgált geomorfológiai formák egyike sem társítható (53. ábra). A MIS 2 stádium elején (~26-22 ezer év) a Hátszegi-medencében folytatódott a folyók (Râul Mare, Sztrigy) és kisebb vízfolyások bevágódása, valamint a hátrahagyott felszíneken a finomszemcsés, agyagos-iszapos üledékel való tovább épülése, valamint a völgyekben sem ismerhető fel jelentős, a MIS 3 stádiumhoz mérhető mértékű aggradáció, amelyek szintén az alacsony víz és hordalék utánpótlást jelezhetik. A pollen mérések szintén arra utalnak, hogy a klíma átmenet után, 26 és 19 ezer év között nem mutatható ki nagy amplitúdójú vegetációs változás (Connor et al. 2013, Feurdean et al. 2014), amely szintén az üledékek stabilizálódását fokozhatta. Az eljegesedésekkel és deglaciálódások alatt ~22-15 ezer év között a medencében csak agyagos-iszapos üledékeket sikerült feltárni. A Râul Mare hordalékkúpi szelvényeiben ezen időszakra nem volt datálható üledék. A rétegsorokban az LGM és utána bekövetkező eljegesedések során keletkezett nagyobb durvaszemcsés üledék akkumulációk így hiányoznak a Hátszegi-medence területéről (53. ábra). A legnagyobb, M1 és M2 (~22-15 ezer év) deglaciálódási időszakokkal időben párhuzamot mutató üledékek csak a vizsgált infúziós lösz szelvényben azonosíthatók. Az adatok alapján a magasabban fekvő völgyek eljegesedése során a Hátszegi-medence hordalékkúpjain a fluviális felszínformálás szerepe jelentősen csökkent, korlátozott mennyiségű hordalék és víz mozoghatott a rendszerben, ezáltal a kevésbé zavart felszíneken a löszképződés is megindulhatott (53. ábra). A Hátszegi-medence esetében a MIS 2 elején és a gleccser-előrenyomulások alatt ~15 ezer évig korlátozott mennyiségű hordalék és víz mozoghatott a rendszerben. Râul Mare menti, valamint a kisebb vízfolyások hordalékkúpjának szélén viszont már láthatóak 15 ezer éves iszapos üledékfelhalmozódások (53. ábra) Ezzel párhuzamosan a magasabb térszínen lévő löszfelhalmozódás tovább folytatódott, de már fluviális üledékkel keverve (53. ábra).

Vízgyűjtő alsóbb szakaszán a teraszok esetében tapasztalt a MIS 2-MIS 3 átment során (~26 ezer éve) történt terasz bevágódás ($T2/2$) után csak az alacsonyabb $T2/1$ terasz esetében látható kismértékű, fokozatos, iszapos teraszépülés nagyjából GI-1 stádiumig, ~14 ezer évig, mely időszak körül egy ismételt bevágódás, teraszképződés következett be (53. ábra).

A Maros hordalékkúpján zajló folyamatok összehasonlítása során Kiss et al. (2015) és Katona et al. (2012) által meghatározott paleomedrek aktivitások periódusai alapján ~20 ezer évig nem találhatóak paleomedrek a területen. A hordalékkúpon ~20-17 ezer év között kis vízhozamú meanderező medreket írtak le, amelyek korlátozott üledék és víz utánpótlásra utalnak. Amennyiben az általuk mért további paleomedrek aktivitások és a hozzájuk tartozó vízhozam értékeket összevetjük a Retyezát-hegység deglaciálódási fázisaival, láthatjuk, hogy a legalacsonyabb vízhozamú "A₁" paleomedrek aktivitása egybeesik a gleccserek M1 (~22-20 ezer év) és M2 (~18-17 ezer év) deglaciálódási periódusaival (53. ábra). Az M1 és M2 végmorénák magassága az északi és déli lejtőkön 1080-1130 m, illetve 1220-1610 m tengerszint feletti magasságban voltak megtalálhatóak (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2021), amik 1830-1900 m és 1960-1970 m-es egyensúlyi vonalmagasságnak (ELA) felelhetnek meg (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016b). Ezek alapján a gleccserek legintenzívebb visszahúzódása nem volt jelentős hatással a Maros folyó lefolyására az alföldi hordalékkúpján.

A jelentősen nagyobb vízhozamú paleomedrek (A₂, B, C és D jelöltek) aktivitása inkább az M3 és M4 deglaciációs fázisokhoz köthető (53. ábra). Ezen fázisok kisebb gleccser-előrenyomulást követően következtek be, és 1700-1880 m, illetve 2050-2010 m tengerszint feletti magasságban hagytak maguk után morénákat. Az ELA ebben az időszakban ~2040-2200 m tengerszint feletti magasságig emelkedett (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2017; 2021). Ez azt is jelenti, hogy ezekben a késői fázisokban a gleccserek állapota csak a hegység legfelső régióját érintette, így az olvadás nem tudott jelentősen hozzájárulni az hordalékkúpon található paleomedreknel tapasztalt magas lefolyásokhoz (53. ábra). Ezenfelül a "C" medret, amelynek teljes vízhozama ~2500 m³/s, a GS-2 stádiumra is datálták, ami egy hideg időszak, és feltehetően a gleccserek előrenyomulását eredményezte (Kiss et al. 2015, Sümeghy 2014), (53. ábra). Míg a "D" paleomedrek aktivitása az M4 deglaciációs fázisban kezdődött, egybeesik a GI-1 interstadiálissal is, amely más Kárpát-medencei folyókon a csapadék növekedése miatti

magas, a nagy vízhozamokat eredményezett (pl. Gábris és Nádor 2007). A MIS 2 stádiumban összességében tehát a teljes vízgyűjtőn egyensúlyba kerülhetett a rendelkezésre álló hordalék mennyisége és a vízfolyások hordalékszállítási kapacitása.

4) A késő glaciális-holocén átmenet során nem, és a holocénban (12-7 ezer év között) már találhatóak a Gura Zlata völgy legfelső fluvio-glaciális teraszán a durvább, homokos kavicsos üledékek (53. ábra). Ugyanakkor ezen üledékek eredete bizonytalan és valószínűleg poszt-genetikus áthalmazódások által rakodtak le. Ezek alapján a klimatikus geomorfológiai megközelítésbe nem illeszthetők.

A MIS 2-MIS 1 átmenet és holocén alatt a Hátszegi-medencén belül a völgyhez legközelebb fekvő hordalékkúpi részen és a hordalékkúp szélén is jelennek meg üledékek (53. ábra). A magasabb térszíneken a fluviális üledékekkel kevert löszfelhalmozódás a vízhozamok növekedését jelzi. A klíma stabilizálódásával a lösz képződés ~9 ezer éve állt meg a területen (53. ábra). A medencében 7-6 ezer éve a lefolyások csökkentek, a Râul Mare menti hordalékkúpon folytatódott az iszapos üledék akkumuláció, hordalékkúp épülés a holocénban is közel ~4 ezer évig (53. ábra). Ezzel egyidőben a vízfolyások fokozatos bevágódása, valamint az alacsonyabb üledékhozam is megfigyelhető, amelyre a Râul Mare hordalékkúpján a hátravágódott völgyében lévő meanderező paleomedrek jeleznek. A hátravágódott völgyekben durva kavicsos hordalék akkumuláció, míg a magasabb térszíneken talajképződés történt. A folyó hátravágódása a völgyháznál lévő legfiatalabb hordalékkúpot közel ezer éve érthette el. A Maros középső szakaszán vizsgált teraszok esetében a késő glaciális-holocén átmenet idejében történt bevágódás ($T2/I$) után már nem sikerült feltárni fiatalabb üledékeket.

A vízgyűjtő felső és középső szakaszán a MIS 2-ben stabil állapotban lévő üledékkészletek instabil állapotba kerültek, s a bevágódással felszabaduló durvaszemcsés üledékimpulzusok (Antoniazza és Lane 2021), a Maros alföldi hordalékkúpján késő glaciális és a kora holocén korú fonatos medrek kialakulásához vezettek (Katona et al. 2012, Kiss et al. 2015). Továbbá a növényzet éghajlatváltozáshoz való alkalmazkodása közötti időeltolódás is közrejátszott (Vandenberghé 2008). A közép- és kelet-európai éghajlati adatok azt mutatják, hogy a térségben a 14,7 ezer éve történt GI-1 interglaciális a vegetációra kevésbé volt drasztikus hatással (Feurdean et al. 2014). A növényzetnek az éghajlati változásokra adott időbeli reakciója különbözik a grönlandi jégfúrások tényleges éghajlati változásaitól. Így, bár a növényzet reagált a GI-1 felmelegedésére, a vegetációs reakció nagyságrendje kisebb volt a hőmérséklet-emelkedés mértékéhez képest, amelyet a grönlandi oxigénizotópos felvételek sugallanak a 15-14 ezer éve. Ezzel szemben a vegetáció erőteljes eltolódása látható. A legtöbb pollenfelvételben a G1c-a során, amikor a hőmérséklet a NGRIP-felvételek (Lisiecki és Raymo 2005) szerényebb hőmérséklet-emelkedést jeleznek (Feurdean et al. 2014). Következésképpen a deglaciációs fázisok inkább hozzájárultak a változó üledékhozamhoz, az üledékimpulzusok kialakulásához és a medrek változó stílusához a hordalékkúpon. Továbbá a $T2/I$ terasz esetében látott eróziót is magyarázhatják (53. ábra).

A megnövekedett üledékszállítást a lumineszcens érzékenységi értékek is alátámaszthatják. A Maros hordalékkúpon lévő fonatos paleomedrek fluviális tevékenységéhez kapcsolódó üledékek alacsonyabb kvarc lumineszcencia-érzékenységet kellene mutatni, mint bármely más, időszakban aktív paleomedre. Az alacsony értékeket 1) az alacsony lumineszcens-érzékenységű kvarc szemcsékben gazdag, korábban gleccserrel borított részvízgyűjtőkből származó aktívabb üledékellátás, valamint 2) a szemcsék gyorsabb szállítása okozhatja, ami miatt a szemcsék nem voltak kitéve több ciklusos áthalmazódásnak, ami növelhette volna az érzékenységet. Ezen hipotézis eldöntéséhez azonban további a hordalékkúpon lévő eltérő paleomedre generációk OSL vizsgálata szükséges.

Mindazonáltal az adatok alapján nem egyértelmű, hogy a Retyezát felől érkező üledékimpulzusok mennyire voltak dominánsak a vízgyűjtőn. Így a további területek, mint a pl. neogén homokos üledékekből felépülő Küküllő vízgyűjtő nagyobb mértékben is befolyásolhatta a fluviális geomorfológiai folyamatokat a hordalékkúpon.

7. Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek Dr. Sipos Györgynek, aki az elmúlt években folyamatosan támogatott, szakmailag és ösztönzött a doktori fokozat megszerzésére. Folyamatos biztatása és kitartása nélkül nem jöhetett volna létre ez a dolgozat.

Köszönettel tartozom Dr. Kiss Tímeának, aki folyamatos, önzetlen segítséget nyújtott a dolgozat megírása során. Tanácsaival, bátorításával sokat segített munkámat.

Köszönet illeti a TL/OSL laboratórium csapatát, Filyó Dávidot, Magyar Gergőt és Rekeczki Kingát, akik a feltárások és laboratóriumi mérések során óriási segítséget nyújtottak.

Hálásan köszönöm a külföldi munkatársak, Petru Urdea, Cristian Floca és Alexandru Hegyi terepen nyújtott önzetlen segítségét, valamint rengeteg szakmai javaslataikat és tanácsaikat.

Köszönöm az SZTE Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, valamint a JGYPK Általános és Környezetfizikai Tanszék munkatársainak a dolgozat megírásához adott szakmai tanácsaikat, továbbá azon hallgatók munkáját, akik a terepi mintagyűjtések során a segítségemre voltak.

Végezetül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni Családomnak és Páromnak a rengeteg bátorítást és motiválást, valamint, hogy mindig készséges és segítőkész hozzáállást biztosítottak.

8. Irodalomjegyzék

- Adamiec G., Aitken M. (1998): Dose-rate conversion factors: update. *Acient TL* 16(2), 37-50. pp.
- Aitken M.J. (1984): Non-linear growth: allowance for alpha particle contribution. *Ancient TL* 2, 2-5. pp.
- Aitken M.J. (1985): Thermoluminescence Dating. London, Academic.
- Aitken, M.J., Smith, B.W. (1988): Optical dating: recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews* 7, 387-393. pp.
- 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.
- Arnold L.J., Bailey R.M., Tucker G.E. (2007): Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 162-167. pp.
- Arnold L.J., Duval M., Demuro M., Spooner N.A., Santonja M., P'erez-Gonz'alez A. (2016): OSL dating of individual quartz 'supergrains' from the Ancient Middle Palaeolithic site of Cuesta de la Bajada, Spain. *Quaternary Geochronology* 36, 78-101. pp.
- Anechitei-Deacu V., Timar-Gabor A., Constantin D., Trandafir-Antohei O., Valle L., Fornós J., Gómez-pujol L., Wintle A. (2018): Assessing the maximum limit of SAR-OSL dating using quartz of different grain sizes. *Geochronometria* 45(1), 146-159. pp.
- Antoniazza G., Lane, S.N. (2021): Sediment yield over glacial cycles: A conceptual model. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* (OnlineFirst) 1-24. 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.
- Bailey R.M., Smith B.W., Rhodes E.J. (1997): Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiation Measurements* 27, 123-136. pp.
- Bailey R.M. (2001): Towards a general kinetic model for optically and thermally stimulated luminescence of quartz. *Radiation Measurements* 33, 17-45. pp.
- Bailey R.M. (2002): Simulations of variability in the luminescence characteristics of natural quartz and its implications for estimates of absorbed dose. *Radiation Protection Dosimetry* 100, 33-38. pp.
- Baranyi V., Bakrač K., Krizmanić K., Botka D., Tóth E., Magyar I. (2021): Paleoenvironmental changes and vegetation of the Transylvanian Basin in the early stages of Lake Pannon (late Miocene, Tortonian). *Review of Palaeobotany and Palynology* 284, 104340.
- Bell W.T. (1979): Attenuation factors for the absorbed radiation dose in quartz inclusions for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 8, 2-13. pp.
- Bell W.T. (1980). Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 12, 4-8. pp.
- Bendefy L. (1975): A Maros geomorfológiája, Az Erdélyi-medence mai vízrendszerének földtani kialakulása. In: Csoma, J. – Laczay, I. (szerk.). Vízrajzi Atlasz Sorozat 19. kötet. Maros 1. fejezet. *Hidrográfia, geomorfológia*. Budapest. 13-14. pp.
- Berec B., Gábris Gy. (2013): A Maros hordalékkúp bányási szakasza. In: Frisnyák, S., Gál, A. (szerk.): Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság (Földrajzi tanulmányok), Nyíregyháza, 51-64. pp.
- Berger G.W. (1990): Effectiveness of natural zeroing of the thermoluminescence in sediments. *Journal of Geophysical Research* 95, 12375-12397. pp.
- Beuselinck L., Govers G., Poesen J., Degrae G., Froyen L. (1998): Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method. *Catena* 32, 193-208.
- Bickel L., Lüthgens C., Lomax J., Fiebig M. (2015): Luminescence dating of glaciofluvial deposits linked to the penultimate glaciation in the Eastern Alps. *Quaternary International* 357, 110-124. pp.

- Bojar A.-V., Grigorescu D., Ottner F., Csiki Z. (2005): Palaeoenvironmental interpretation of dinosaur and mammal-bearing continental Maastrichtian deposits, Hațeg basin, Romania. *Geological Quarterly* 49, 205-222. pp.
- Bojar A.-V., Bojar H.-P., Ottner F., Grigorescu D. (2010): Heavy mineral distributions of Maastrichtian deposits from the Hațeg basin, South Carpathians: Tectonic and palaeogeographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293(3-4), 319-328. pp.
- Borsy Z. (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38(3-4), 211-224. pp.
- Borsy Z. (1992): Általános természetföldrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest.
- Bøtter-Jensen L., Duller G.A.T. (1992): A new system for measuring OSL from quartz samples. *Nuclear Tracks Radiation Measurements* 20, 549-553. pp.
- Bøtter-Jensen L., Agersnap Larsen A.N., Mejdahl V., Poolton N.R.J., Morris, M.F., McKeever, S.W.S. (1995): Luminescence sensitivity changes in quartz as a result in annealing. *Radiation Measurements* 27, 535-541. 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.
- Braumann S.M., Neuhuber S., Fiebig M., Schaefer H.M., Hintersberger E., Lüthgens C. (2019): Challenges in constraining ages of fluvial terraces in Vienna Basin (Austria) using combined isochron burial and pIRIR₂₂₅ luminescence dating. *Quaternary International* 509, 87-102. pp.
- Brennan B.J. (2003): Beta doses to spherical grains. *Radiation Measurements* 34, 299-303. pp.
- Bröcker B. (1995): SH Atlasz Atomfizika, Magyar fordításban: Springer Hungarica Kiadó Kft., Budapest, 256. p.
- Bulla B. (1941): A Magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. *Földrajzi Közlemények* 69, 199-230. pp.
- Bulla B. (1943): A Gyergyói-medence és a Felső-Marosvölgy kialakulása. *Földtani Közlöny* 73(10-12), 633-639. pp.
- Bulur E. (1996): An alternative technique for the Optically Stimulated Luminescence (OSL) experiment. *Radiation Measurement* 26(5), 701-709. pp.
- Bulur E., Göksu H.Y. (1999): IR-stimulated luminescence from feldspars with linearly increasing excitation light intensity. *Radiation Measurements* 30, 505-512. pp.
- Bulur E. (2000): A simple transformation for converting CW-OSL curves to LM-OSL curves, *Radiation Measurements* 32, 141-145. pp.
- Buylaert J.P., Murray A.S., Thomsen K.J., Jain M. (2009): Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* 44, 560-565. pp.
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S., Thomsen K.J., Thiel C., Sohbaty R. (2012): A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451. pp.
- Colarossi D., Duller G.A.T., Roberts H.M., Tooth S., Lyons R. (2015): Comparison of paired quartz OSL and feldspar post-IR IRSL dose distributions in poorly bleached fluvial sediments from South Africa. *Quaternary Geochronology* 30, 233-238. pp.
- Connor S.E., Ross S.A., Sobotkova A., Herries A.I.R., Mooney S.D., Longford C., Iliev I. (2013): Environmental conditions in the SE Balkans since the Last Glacial Maximum and their influence on the spread of agriculture into Europe. *Quaternary Science Reviews* 68, 200-215. pp.
- Chen G., Li S.-H., Murray A.S. (2000): Study of 110°C TL peak sensitivity in optical dating of quartz. *Radiation. Measurement* 32, 641-645. pp.

- Choi J.H., Murray A.S., Jain M., Cheong C.-S., Chang H.W. (2003): Luminescence dating of well-sorted marine terrace sediments on the southeastern coast of Korea. *Quaternary Science Reviews* 22, 407-421. pp.
- Choi J.H., Duller G.A.T., Wintle A.G., Cheong C.-S. (2006a): Luminescence characteristics of quartz from the Southern Kenyan Rift Valley: Dose estimation using LM-OSL SAR. *Radiation Measurements* 41, 847-854. pp.
- Choi J.H., Duller G.A.T., Wintle A.G. (2006b): Analysis of quartz LM-OSL curves. *Ancient TL* 24(1), 9-20. pp.
- Chithambo M.L., Preusser F., Ramseyer K., Ogundare F.O. (2007): Time-resolved luminescence of low sensitivity quartz from crystalline rocks. *Radiation Measurements* 42 (2), 205-212. pp.
- Cunha P.P., Martins A.A., Buylaert J.-P., Murray A.S., Gouveia M.P., Font E., Pereria T., Figueirido S., et al. (2019): The lowermost Tejo River terrace at foz do enxarrique, Portugal: A paleoenvironmental archive from c. 60-35 ka and its implications for the last neanderthals in Westernmost Iberia. *Quaternary* 2(1), 3.
- Csontos L., Vörös A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1-56. pp.
- Dey S., Thiede R.C., Schildgen T.F., Wittmann H., Bookhagen B., Scherler D., Jain V. Strecker M.R. (2016): Climate-driven sediment aggradation and incision since the late Pleistocene in the NW Himalaya, India. *Earth Planet. Sci. Lett.* 449. 321-331. pp.
- Di Stefano C., Ferro V., Mirabile, S. (2010): Comparison between grain size analyses using laser diffraction and sedimentation methods. *Biosystems Engineering* 106, 205-215. pp.
- Duller G.A.T. (1996): Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments. *Progress in Physical Geography* 20, 127-145. pp.
- Duller G.A.T. (2003): Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37, 161-165. pp.
- Duller G.A.T. (2008): Luminescence Dating: Guidelines on Using Luminescence Dating in Archaeology. Swindon: English Heritage.
- Durcan J.A., Duller G.A.T. (2011): The fast ratio: A rapid measure for testing the dominance of the fast component in the initial OSL signal from quartz. *Radiation Measurements* 46, 1065-1072. pp.
- Durcan J.A., King G.E., Duller G.A.T. (2015): DRAC: Dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology* 28, 54-61. pp.
- Feurdean A., Perşoiu A., Taşău I. et al. (2014): Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews* 106, 206-224. pp.
- Fiebig M., Preusser F. (2007): Investigating the amount of zeroing in modern sediments of River Danube, Austria. *Quaternary Geochronology* 2(1), 143-149. pp.
- Fitzsimmons E., Edward J. Rhodes, Timothy T.B. (2010): OSL dating of southeast Australian quartz: A preliminary assessment of luminescence characteristics and behaviour Barrows. *Quaternary Geochronology* 5, 91-95. pp.
- Fitzsimmons E. (2011): An assessment of the luminescence sensitivity of Australian quartz with respect to sediment history. *Geochronometria* 38(3), 199-208. pp.
- Fleming S.J. (1970): Thermoluminescent dating: refinement of the quartz inclusion method. *Archaeometry* 12(2), 133-145. pp.
- Franklin A.D., Prescott J.R., Scholereld R.B. (1995): The mechanism of thermoluminescence in an Australian sedimentary quartz. *Journal of Luminescence* 63, 317-326. pp.
- Fritsch (2006): Laser Particle Sizer – Static laser Scattering, Fritsch Analysette 22. Fritsch GmbH, Manufacturers of Laboratory Instruments, Germany.
- Fuchs M., Straub J., Zöllner L. (2005): Residual luminescence signals of recent river flood sediments: A comparison between quartz and feldspar of fine- and coarse-grain sediments. *Ancient TL* 23(1), 25-30. pp.

- Fuller T.K., Perg L.A., Willenbring J.K., Lepper K. (2009): Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation. *Geology* 37, 467-470. pp.
- 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 1, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41. 339-364. pp.
- Galbraith R.F., Roberts R.G. (2012): Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology* 11, 1-27. pp.
- Gábris Gy. (2006): A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratigráfia tükrében. *Földrajzi Közlemények* 130(54), 123-133. pp.
- Gábris Gy., Nádor A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758-2782. pp.
- Gábris Gy., Horváth E., Novothny Á., Ruszkiczay-Rüdiger Zs. (2012): Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. *Netherland Journal Geosciences* 91-1(2), 111-128. pp.
- Gábris Gy. (2013): A folyóvízi teraszok hazai kutatásának rövid áttekintése – A teraszok kialakulásának és korbeosztásának új magyarázata. *Földrajzi Közlemények* 137(3), 240-247. pp.
- Gemmell A.M.D. (1988): Zeroing of the TL signal in sediment undergoing fluvioglacial transport. An example from Austerdalen, western Norway. *Quaternary Science Reviews* 7, 339-345. pp.
- Gheorghiu C., Calotă C., Zborea A., Mareş I., (1963): Aspecte tectonice ale culoarului Mureşului, Asoc.geol. carp.-balc., Congresul V, Bucureşti, 85-102. pp.
- Gliganic L.A., Cohen T.J., Meyer M., Molenaar A. (2017): Variations in luminescence properties of quartz and feldspar from modern fluvial sediments in three rivers. *Quaternary Geochronology* 41, 70-82. pp.
- Goble R.J., Rittenour T.M. (2006): A Linearly Modulation OSL study of the unstable Ultrafast component in sample from glacial lake Hithock, Massachusetts, USA. *Ancient TL* 24, 37-46. pp.
- Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H. (1988): Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Review* 7(3-4), 373-380. pp.
- Gunnell Y., Gallagher K., Carter A., Widdowson M., Hurford A.J. (2003): Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic; reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 187-201 pp.
- Gray H.J., Jain M., Sawakuchi A.O., Mahan S.A., Tucker G.E. (2019): Luminescence as a sediment tracer and provenance tool. *Reviews of Geophysics* 57(3), 987-1017. pp.
- Grigorescu D. (1992): Nonmarine Cretaceous formations of Romania. In: Matter, N.J., Chen, P.-J. (Eds.) – Aspects of Nonmarine Cretaceous Geology, Special vol., IGCP Project 245. China Ocean Press, Beijing, 142-164. pp.
- Guralnik B., Ankjærsgaard J.M., Murray A.S., Müller A., Wälle M., Lowick S.E., Preusser F., Rhodes E.J., Wu T.-S., Herman F. (2015): OSL-thermochronometry using bedrock quartz: a note of caution. *Quaternary Geochronology* 25, 37-48. pp.
- Gwinner M.P. (1976): Origin of the Upper Jurassic limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany). *Contribution to Sedimentology* 5, 1-75. pp.
- Haddadchi A., Olley J., Pietsch T. (2015): Using LM-OSL of quartz to distinguish sediments derived from surface-soil and channel erosion. *Hydrological Process* 30, 637-647. pp.
- Harangi Sz., Lenkey L. (2017): Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian– Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. –

- Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (eds): Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Special Paper of the Geological Society of America 418, 67-92. pp.
- Harta geologică a R. S. România, sc. 1:200 000 (1967): Institutul Geologic, București.
- Harta geologică a R. S. România, sc. 1:50 000, Deva (89b) (1972): Institutul Geologic, București.
- Hartmann J., Moosdorf N. (2012): The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13(12), 12004.
- Hók J., Pelech O., Teťák F., Németh Z., Nagy A. (2019): Outline of the geology of Slovakia (W. Carpathians). *Mineralia Slovaca* 31-60. pp.
- Hughes D.P., Gibbard L.P., Ehlers J. (2013): Timing of deglaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth Science Reviews* 125, 171-198. pp.
- Hui L.Y., Jie C., Lu Y., Chun R.L., Toshihiko S., Jessica A.T.J. (2019): Resetting of OSL/TL/ESR signals by frictional heating in experimentally sheared quartz gouge at seismic slip rates. *Quaternary Geochronology* 49, 52-56. 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., Baril M.R. (1997): The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13. pp.
- Huntley D.J., Lamothe M. (2001): Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093-1106. pp.
- Huntley D.J., Lian O.B. (2006): Some observations on tunnelling of trapped electrons in feldspars and their implications for optical dating. *Quaternary Science Reviews* 25, 2503-2512. pp.
- Huot S., Lamothe M. (2012): The implication of sodium-rich plagioclase minerals containing K-rich feldspars aliquots in luminescence dating. *Quaternary Geochronology* 10, 334-339. pp.
- Huy N.Q., Luyen T.V. (2004): A Method to Determine ^{238}U Activity in Environmental Soil Samples by Using 63.3-keV-Photopeak-Gamma HPGe Spectrometer. *Applied Radiation and Isotopes* 61, 1419-1424. pp.
- Hütt G., Jaek I., Tchonka J. (1988): Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. *Quaternary Science Reviews* 7, 381-385. pp.
- Iancu V., Berza T., Seghedi A., Gheuca I., Hann H.P. (2005): Alpine polyphase tectono-metamorphic evolution of the South Carpathians: a new overview. *Tectonophysics* 410, 337-365. pp.
- Iancu V., Seghedi A. (2017): The South Carpathians: Tectono-Metamorphic Units related to Variscan and Pan-African inheritance. *Geo-Eco-Marina* 23, 245-262. pp.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976): *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Academiei, București, 630 p.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Maisch M., Sailer R., Schaefer J., Kubik W., Peter Synal H., Schlüchter C. (2006): The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl and ^{21}Ne , in: In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes: Geological Society of America Special Paper 415, Editors: Siame, L.L., Bourlés, D.L., Brown, E.T. 43-60. pp.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23(6-7), 559-573. pp.

- Jain M., Murray A.S., Bøtter-Jensen L. (2003): Characterisation of blue light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. *Radiation Measurement* 37, 441-449. pp.
- Jain M., Ankjærgaard C. (2011): Towards a non-fading signal in feldspar: Insight into charge transport and tunnelling from time-resolved optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements* 46, 292-309. pp.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schilt A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W. (2007): Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317, 793-796. pp.
- Kars R.H., Reimann T., Ankjærgaard C., Wallinga J. (2014): Bleaching of the post-IR IRSL signal: New insights for feldspar luminescence dating. *Boreas* 43(4), 780-791. pp.
- Kasse C., Hoek W.Z., Bohncke S.J.P., Konert M., Weijers J.W.H., Cassee M.L., Van der Zee R.M. (2005): Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. *Journal of Quaternary Science* 20, 377-394. pp.
- Katona O., Sipos Gy., Onaca A., Ardelean F. (2012): Reconstruction of palaeo-hydrology and fluvial architecture at the Orosháza palaeo-channel of River Maros, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5(1-2), 29-38. pp.
- Katona O., Sipos Gy., Nagy Z. (2012): A Maros hordalékkúp elhagyott medreinek hidromorfológiai és hidrodinamikai jellemzői. *A Magyar Földrajzi konferencia Tanulmánykötete*, 1140-1150 pp.
- Kennedy G.C., Knopff L. (1960): Dating by thermoluminescence. *Archaeology* 13, 147-148. pp.
- King G.E., Robinson R.A.J., Finch A.A. (2013): Apparent OSL ages of modern deposits from Fåbergstølsdalen, Norway: Implications for sampling glacial sediments. *Journal of Quaternary Science* 28(7), 673-682. pp.
- Kitis G., Kiyak N., Polymeris G.S., Tsirliganis N.C. (2010): The correlation of fast OSL component with the TL peak at 325 °C in quartz of various origins. *Journal of Luminescence* 130, 298-303. pp.
- Kiss T., Urdea P., Sipos Gy., Sümeghy B., Katona O., Tóth O., Onaca A., Ardelean F., Timofte F., Ardelean C., Kovács Á. (2012): A folyó múltja. In: Sipos Gy. (szerk.): A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Editura Universităţii de Vest din Timişoara, 33-64. pp.
- Kiss T., Sümeghy B., Hernesz P., Sipos Gy., Mezösi G. (2013): Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 137, 269-277. pp.
- Kiss T., Sümeghy B., Sipos Gy. (2014): Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. *Geomorphology* 204, 49-60. pp.
- Kiss T., Hernesz P., Sümeghy B., Györgyövcics K., Sipos Gy. (2015): The evolution of the Great Hungarian Plain fluvial system - Fluvial processes in a subsiding area from the beginning of the Weichselian. *Quaternary International* 388, 142-155. pp.
- Kittel C. (1981): Bevezetés a szilárdtest-fizikába. Műszaki Könyvkiadó, Budapest 205-229. pp.
- Kłapyta, P. (2020): Geomorphology of the high-elevated flysch range—Mt. Babia Góra Massif (Western Carpathians). *Journal of Maps* 16(2), 689-701. pp.
- Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Radtke U. (2006): Luminescence properties of glaciofluvial sediments from Bavarian Alpine Foreland. *Radiation Measurement* 41, 866-870. pp.
- Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Reiner J.M., Radtke U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. *Quaternary International* 164-165, 21-32. pp.
- Konecsny K., Bálint G. (2009): Low water related hydrological hazards along the lower Mures/Maros River. *Riscuri si catastrofe* 8(7), 202-207. pp.

- Kounov A., Schmid M.S. (2013): Fission-track constraints on the thermal and tectonic evolution of the Apuseni Mountains (Romania). *International Journal of Earth Sciences* 102, 207-233. pp.
- Köhler M., Niese S., Gleisberg B., Jenk U., Nindel K. (2000): Simultaneous Determination of Ra and Th Nuclides, ^{238}U and ^{227}Ac in Uranium Mining Waters by γ -Ray Spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes* 52, 717-723. pp.
- Krbetschek M.R., Gotze J., Dietrich A., Trautmann T., (1997): Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. *Radiation Measurement* 27, 695-748. pp.
- Kreutzer S., Schmidt C., Fuchs M.C., Dietze M., Fischer M., Fuchs M. (2012): Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL* 30(1), 1-8. pp.
- Kun Á., Katona O., Sipos Gy., Barta K. (2013): Comparison of Pipette and Laser Diffraction Methods in Determining the Granulometric Content of Fluvial Sediment Samples. *Journal of Environmental Geography* 6(3-4), 49-54. pp.
- Kurz W., Neubauer F., Unzog W. (1999): Evolution of Alpine eclogites in the Eastern Alps: Implications for Alpine geodynamics. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24(8), 667-674. pp.
- Lacza I. (1975): A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. In: Csoma, J., Lacza, I. (szerk.). *Vízrajzi Atlasz Sorozat* 19. kötet. Maros 1. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest.
- Li S.H., Wintle A.G. (1991): Sensitivity changes of luminescence signals from colluvial sediments after different bleaching procedures. *Ancient TL* 9, 50-54. pp.
- Li S.H., Wintle A.G. (1992): Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 20(4), 567-573. pp.
- Li S.H. (2002): Luminescence sensitivity changes of quartz by bleaching, annealing and UV exposure. *Radiat. Eff. Defect Solid* 157(3), 357-364. pp.
- Lisiecki E.L., Raymo E.M. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20(1), PA1003, 1-17. pp.
- Liritzis I., Stamoulis K., Papachristodoulou C., Ioannides K. (2013): A revaluation of radiation dose-rate conversion factors. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry* 13(3), 1-15. pp.
- Liu R., Grün R. (2011): Fluvio-mechanical resetting of the Al and Ti centres in quartz. *Radiational Measurements* 46, 1038-1042. pp.
- Lukas S., Spencer J.Q.G., Robinson, R.A.J., Benn D.I. (2007): Problems associated with luminescence dating of Late Quaternary glacial sediments in the NW Scottish Highlands. *Quaternary Geochronology* 2, 243-248. pp.
- Lü T., Sun J. (2011): Luminescence sensitivities of quartz grains from eolian deposits in northern China and their implications for provenance. *Quaternary Research* 76(2), 181-189. pp.
- Lü T., Sun J., Li S.H., Gong Z., Xue L. (2014): Vertical variations of luminescence sensitivity of quartz grains from loess/paleosol of Luochuan section in the central Chinese Loess Plateau since the last interglacial. *Quaternary Geochronology* 22, 107-115. pp.
- Lüthgens C., Neuhuber S., Grupe S., Payer T., Peresson M., Fiebig M. (2017): Geochronological investigations using a combination of luminescence and cosmogenic nuclide burial dating of drill cores from the Vienna Basin. *Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geol.)* 168(1), 115-140. pp.
- Malatesta L.C., Avouac J-P. (2018): Contrasting river incision in north and south Tian Shan piedmonts due to variable glacial imprint in mountain valleys. *Geology* 6(7), 659-662. pp.
- Manolopoulou M., Stoulos St., Mironaki D., Papastefanou C. (2003): A New Technique for the Accurate Measurement of ^{226}Ra by Gamma Spectroscopy in Voluminous Samples. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 508, 362-366. pp.
- Marković S.B., Sümegi P., Stevens T., Schaetzl R.J., Obrecht I., Chu W., Buggle B., Zech M., Zech R., Zeeden C., Gavrilo M.B., Perić Z., Svirčev Z., Lehmkuhl F. (2018): The Crvenka

- loess-paleosol sequence: a record of continuous grassland domination in the southern Carpathian Basin during the late Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 509, 33-46. pp.
- Mauz B., Bode T., Mainz E., Blanchard H., Hilger W., Dikau R., Zöller L. (2002): The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: Equipment and procedures. *Ancient TL* 20, 53-61. pp.
- Mauz B., Packman S. Lang A. (2006): The alpha effectiveness in silt-sized quartz: New data obtained by single and multiple aliquot protocols *Ancient TL* 24(2), 47-52. pp.
- Márton, Gy. (1914): A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei. *Földrajzi Közlemények* 52, 282-301. pp.
- Medaris Jr. L.G., Jelínik E., Misar Z. (1995): Czech eclogites: terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy* 7, 7-28. pp.
- Melinte-Dobrinescu M.C. (2010): Lithology and biostratigraphy of Upper Cretaceous marine deposits from the Hațeg region (Romania): Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 283-294. pp.
- Mezősi G. (2011): Magyarország természetföldrajza. Akadémiai Kiadó, Budapest, 396. p.
- Mike K. (1975): A Maros geomorfológiája. A Maros kialakulása és fejlődése. In: Csoma J. – Laczay I. (szerk.). *Vízrajzi Atlasz Sorozat* 19. kötet. Maros 1. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest. 14-18. pp.
- Mike K. (1991): Magyarország ősrája és felszíni vizeinek története. Aqua Kiadó, Budapest, 361-577. pp.
- Mitrinović D., Zarić J., Anđelković O., Sipos Gy., Polomčić D., Dimkić M. (2020): Dating of alluvial sediments from borehole at the lower course of the Sava river and indications of the connection between their genesis and climate changes in the Pleistocene. *Quaternary International* 547, 75-85. pp.
- Molnár B. (2007): A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése. *Hidrológiai Közlöny* 87/2, 27-30. pp.
- Möller P., Murray, A.S. (2015): Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden e new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3. *Quaternary Science Reviews* 122, 1-29. pp.
- Moska P., Murray A.S. (2006): Stability of the quartz fast-component in insensitive samples. *Radiation Measurements* 41(7-8), 878-885. pp.
- Munteanu M., Tatu M. (2003): The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic Amalgamation of Gondwana- and East European Craton-derived Terranes. *Gondwana Research* 6(2), 185-196. 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. (1999): Isothermal decay of optically stimulated luminescence in quartz. *Radiation Measurements* 30, 119-125. pp.
- Murray A.S., Wintle A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32(1), 57-73. pp.
- Nádor A., Thamó-Bozsó E., Magyarai Á., Babinszki E. (2007): Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentology Geology* 202(1-2), 174-192. pp.
- Necea D., Fielitz W., Matenco L. (2005): Late Pliocene–Quaternary tectonics in the frontal part of the SE Carpathians: insights from tectonic geomorphology. *Tectonophysics* 410, 137-156. pp.
- Necea D., Fielitz W., Kadereit A., Andriessen P.A.M., Dinu C. (2013): Middle Pleistocene to Holocene fluvial terrace development and uplift-driven valley incision in the SE Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 602, 332-354. pp.

- Nian X., Zhang W., Qiu F., Qin J., Wang Z., Sun Q., Chen J., Chen Z., Liu N. (2019): Luminescence characteristics of quartz from Holocene delta deposits of the Yangtze River and their provenance implications. *Quaternary Geochronology* 49, 131-137. 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., 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. *Quaternary Science Reviews* 17(11), 1033-1040. pp.
- Olszak J., Kukulak J., Alexanderson H. (2016): Revision of river terrace geochronology in the Orawa-Nowy Trąg Depression, south Poland: insight from OSL dating. *Proceedings of Geologists Association* 127(5), 595-605. pp.
- Pan B., Wu G., Wang Y., Liu Z., Guan Q. (2001): Ages and genesis of the Shangou River terraces in eastern Qilian Mountains. *Chinese Science Bulletin* 46(6), 510-515. pp.
- Panaiotu C.G., Panaiotu C.E. (2010): Paleomagnetism of the Upper Cretaceous Sânpetru Formation (Hateg Basin, South Carpathians). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 343-352. pp.
- Pazzaglia F.J. (2013): Fluvial terraces. *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, pp. 379-412. pp.
- Pál-Molnár E., Batki A., Ódri Á., Kiss B., Almási E. (2015): Geochemical implications for the magma origin of granitic rocks from the Ditrău Alkaline Massif (Eastern Carpathians, Romania). *Geologia Croatica* 68(1), 51-66. pp.
- Penck A., Brückner E. (1901/1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*: Leipzig, Tauchnitz, 1199 p.
- Pécsi M. (1959): *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Pécsi M. (1967): *A dunai Alföld*. Akadémia Kiadó, Budapest. 358. p.
- Pietsch T.J., Olley J.M., Nanson G.C. (2008): Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz. *Quaternary Geochronology* 3(4), 365-376. pp.
- Popov D. (2012): *The geomorphological evolution of the Tisza River valley in Serbia*. Unpublished PhD thesis, University of Novi Sad, Serbia (in Serbian).
- Popp, N. (1977): Valea hunedoreană a Mureşului, *Lucr. Şt. Inst. Ped. Oradea, seria A, Geografie*, 171-178. 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, 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. (1999): Bleaching characteristic of some optically stimulated luminescence signal *Ancient TL* 17(1), 11-14. pp.
- Preusser F., Ramseyer K., Sclücheter C. (2006): Characterisation of low OSL intensity quartz from New Zealand Alps. *Radiation Measurements* 41, 871-877. pp.
- Preusser F., Makaiko L., Chithambo, Götte, T., Martini, M., Ramseyer, K., Sendzera J.E., Susino J.G., Wintle, A.G. (2009): Quartz as a natural luminescence dosimeter. *Earth-Science Reviews* 97, 184-214. pp.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S. (2015): An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews* 111, 94-106. pp.
- Rekeczki K., Filyó D., Berta A., Bartyik T., Wolf M., Tóth M., El Hamed D., Sipos Gy. (2021): A Domboi vár tégláinak kormeghatározása termolumineszcens módszerrel. *Archeometriai Műhely* 18(2), 157-174. pp.

- Rendell H.M., Webster S.E., Sheffer N.L. (1994): Underwater bleaching of signals from sediment grains: New experimental data. *Quaternary Science Reviews* 13(5-7), 433-435. pp.
- Reuther A.U., Urdea P., Geiger C., Ivy-Ochs S., Niller H-P., Kubik W.P., Heine K. (2007): Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ^{10}Be exposure ages and pedological investigation, in: *Quaternary International* 164-165 151-169. pp.
- Richter D., Richter A., Dornich K. (2013): Lexsyg – a new instrument for luminescence research. *Geochronometria* 40, 220-228. pp.
- Robu D. (2018): Evolution of the river network in the Lower Someș Plain, Unpublished PhD thesis, “Ștefan cel Mare” University, Suceava, Romania (in Romanian).
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Braucher R., Novothny Á., Csillag G., Fodor L., Molnár G., Madarász B., ASTER TEAM (2016a): Tectonic and climatic control on terrace formation: Coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, DanubeRiver, Hungary, Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 131, 127-117 pp.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Kern Z., Urdea P., Braucher R., Madarász B., Schimmelpfennig I., ASTER TEAM (2016b): Revised deglaciation history of the Pietrele-Stânișoara glacial complex, Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania. *Quaternary International* 415, 216-229. pp.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Madarász, B., Kern, Z., Urdea, P., Braucher, R., ASTER TEAM (2017): Late Pleistocene deglaciation and paleo-environment in the Retezat Mountains, Southern Carpathians, in: *Geophysical Research Abstracts* 18., EGU2017-2755.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Kern Z., Urdea P., Madarász B., Braucher R., ASTER TEAM (2021): Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). *Geomorphology* 384, 107719.
- Timar-Gabor A. (2018): Electron spin resonance characterisation of sedimentary quartz of different grain sizes. *Radiation Measurements* 120, 59-65. pp.
- Sawakuchi A.O., Blair M.W., DeWitt R., Faleiros F.M., Hyppolito T.N., Guedes C.C.F. (2011): Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments. *Quaternary Geochronology* 6, 261-272. pp.
- Sawakuchi A.O., Guedes C.C.F., DeWitt R., Giannini P.C.F., Blair M.W., Nascimento Jr. D.R., Faleiros F.M. (2012): Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. *Quaternary Geochronology* 13, 92-102. pp.
- Sawakuchi A.O., Jain M., Mineli T.D., Nogueira L., Bertassoli Jr. D.J., Häggi C., Sawakuchi H.O., Pupi F.N., Grohmann C.H., Chiessi C.M., Zabel M., Mulitza S., Mazoca C.E.M., Cunha D.F. (2018): Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin. *Earth and Planet Science Letter* 492, 152-162. pp.
- Sawakuchi A.O., Rodrigues F.C.G., Mineli T.D., Mendes V.R., Melo D.B., Chiessi C.M., Giannini P.C.F. (2020): Optically Stimulated Luminescence Sensitivity of Quartz for Provenance Analysis. *Methods and Protocols* 3(1), 6. p.
- Sawicki L.M. (1912): Poczynki do morfologii Seidemiogrodu. – Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens. In: Bulletin International De L'académie des Sciences, Cracovie, Impimerie De L'université.
- Schanz S.A., Montgomery D.R., Collins B.D., Duvall A.R. (2018): Multiple paths to straths: A review and reassessment of terrace genesis. *Geomorphology* 312, 12-23. pp.
- Scherler D., Bookhagen B., Wulf H., Preusser F., Strecker M.R. (2015): Increased late Pleistocene erosion rates during fluvial aggradation in the Garhwal Himalaya, northern India. *Earth Planet Science Letter* 428, 255-266. pp.
- Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. *Eclogae Geolog. Helvetiae* 97, 93-117. pp.

- Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M. (2002): Active Tectonics and Alluvial Rivers. 1339 Cambridge University Press, 276. p.
- Shackleton N.J., Hall M.A., Pate D. (1995): Pliocene stable isotope stratigraphy of ODP Site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program - Scientific Results* 138, 337-356. pp.
- Sharma S.K., Chawla S., Sastry M.D., Gaonkar M., Mane S., Balaram V., Singhvi A.K. (2017): Understanding the Reasons for Variations in Luminescence Sensitivity of Natural Quartz Using Spectroscopic and Chemical Studies. *Proc. Indian National Science Academy* 83(3), 645-653. pp.
- Silye L. (2015): Sarmatian foraminiferal assemblages from southern Transylvanian Basin and their significance for the reconstruction of depositional environments. *Acta Palaeontologica Romaniae* 5, 173-179. 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., Kiss T. (2004): Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa. 1458-1484 pp.
- Sipos Gy., Papp Sz. (2009): Terrakotta műalkotások eredetiségvizsgálata és kormeghatározása termolumineszcens módszerrel, szépművészeti múzeum, Budapest. *Archeometriai Műhely* 2009/1 61-74. pp.
- Sipos Gy., Kiss T., Sümeghy B., Urdea P., Tóth O., Katona O., Onaca A. (2012): Late pleistocene-holocene development of the Maros alluvial fan, Hungary-Romania. 97 Applicability of PSL procedures and first dating results. UK Luminescence and ESR dating meeting 2012, Aberystwyth, UK.
- Sipos Gy., Kiss T., Tóth O. (2016): Constraining the age of floodplain levels along the lower section of river Tisza, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 9(1-2), 39-44. pp.
- Sipos Gy., Urdea P., Kiss T., Markovic S., Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Gavrilov M., Kern Z., Tóth O., Bartyik T., Sümeghy B., Hernesz P., Páll D.G. (2018): Exploring potential Late Pleistocene linkages between different geomorphological domains in the Carpathian Basin. *Central European Conference on Geomorphology and Quaternary Science*, Giessen.
- Ślązka A., Krugłov S., Golonka J., Oszscypko N., Popadyuk I. et al. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: General Geology, in J. Golonka and F. J. Picha, eds., *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: AAPG Memoir* 84, 221-258. pp.
- Smedley R.K., Pearce N.J.G. (2016): Internal U, Th and Rb concentrations of alkali-feldspar grains: Implications for luminescence dating, *Quaternary Geochronology* 35, 16-25. pp.
- Smedley R.K., Buylaert J.-P., Ujvari G. (2019): Comparing the accuracy and precision of luminescence ages for partially bleached sediments using single grains of K-feldspar and quartz. *Quaternary Geochronology* 53, 101007.
- 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.
- Smith B.W., Rhodes E.J. (1994): Charge movements in quartz and their relevance to optical dating. *Radiation Measurements* 23, 329-333. pp.
- Somogyi S. (1961): Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. *Földrajzi Közlemények* 9(85), 25-50. pp.
- Spooner N.A. (1994): The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars. *Radiation Measurements* 23, 625-632. pp.
- Starkel L., Gębica P., Superson J. (2007): Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quaternary Science. Review* 26, 2924-2936. pp.
- Stokes S. (1994): The timing of OSL sensitivity changes in a natural quartz. *Radiation Measurements* 23(213), 601405.

- 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.
- Stoneham D., Stokes S. (1991): An investigation of the relationship between the 110°C TL peak and optically stimulated luminescence in sedimentary quartz. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 119-123. pp.
- Sümeğhy B., Kiss T. (2011): Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environmental Geography*. 4(1-4), 11-17. pp.
- Sümeğhy B., Kiss T. (2012): Morphological and hydrological characteristics of paleo-channels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5(1-2), 11-19. pp.
- Sümeğhy B., Kiss T., Sipos Gy., Tóth O. (2013): A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. *Földtani Közlöny* 143(3), 265-278. pp.
- Sümeğhy B. (2014): A Maros hordalékkúp fejlődéstörténeti rekonstrukciója. PhD disszertáció, Szegedi Tudományegyetem.
- Thiel E., Terhorst B., Jaburov I., Buylaert J.-P., Murray A.S., Fladerer F.A., Damm B., Frechen M., Ottner F. (2011): Sedimentation and erosion processes in Middle to Late Pleistocene sequences exposed in the brickyard of Langenlois/Lower Austria. *Geomorphology* 135, 295-307. pp.
- Thomsen K.J. (2004): Optically Stimulated Luminescence Techniques in Retrospective Dosimetry using Single Grains of Quartz extracted from Unheated Materials Risø National Laboratory, Roskilde, Denmark February 2004 (PhD disszertáció).
- Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M., Bøtter-Jensen L. (2008): Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486. pp.
- Thomsen K.J., Kooka M., Murray A.S., Jain M. (2018): Resolving luminescence in spatial and compositional domains. *Radiation Measurements* 120, 260-266. pp.
- Tofelde S., Schildgen T.F., Savi S., Pingel H., Wickert A.D., Bookhagen B., Wittmann H., Alonso R.N., Cottle J., Strecker M.R. (2017): 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 473, 141-153. pp.
- Tóth O., Sipos G., Kiss T., Bartyik T. (2017a): Variation of OSL residual doses in terms of coarse and fine grain modern sediments along the Hungarian section of the Danube. *Geochronometria* 44(1), 319-330. pp.
- Tóth O., Sipos Gy., Kiss T., Bartyik T. (2017b): Dating the Holocene incision of the Danube in Southern Hungary, *Journal of Environmental Geography* 10(1-2), 53-59. pp.
- Trauerstein M., Lowick E.S., Preusser F., Veit H. (2017): Testing the suitability of dim sedimentary quartz from northern Switzerland for OSL burial dose estimation *Geochronometria* 44, 66-76. pp.
- Treulsen J.L., Wallinga J. (2003): Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. *Geochronometria* 22, 1-8. pp.
- Tsukamoto S., Nagashima K., Murray A.S., Tada R. (2011): Variations in OSL components from quartz from Japan sea sediments and the possibility of reconstructing provenance. *Quaternary International* 234(1), 182-189. pp.
- Tufescu V. (1974): România. Natura om economie - Editura Stiintifica Bucuresti
- Urdea P. (2000): Muntii Retezat. Studiu geomorfologic. Editura Academiei, Bucuresti, p. 272.
- Urdea P. (2004): The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians, in: Quaternary Glaciations – Extend chronology, Ehlers and Gibbard P.L. (Ed.) Elsevier B.V. 301-307. pp.
- Urdea P., Onaca A., Ardelean F., Ardelean M. (2011): New Evidence on the Quaternary Glaciation in the Romanian Carpathians. In: *Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, 305-322. pp.

- Urdea P., Sipos Gy., Kiss T., Onaca A. (2012): The Maros/Mureş (A Maros) In: Sipos. Gy. (ed.) Past, Present, Future of the Maros/Mureş River. (A Maros folyó múltja, jelene, jövője). Szegedi Tudományegyetem, Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Universitatea de Vest din Timișoara, Departamentul de Geografie. 159-167. pp.
- Urdea P. (2018): Helyszínen történt szóbeli megbeszélés.
- Vassallo R., Ritz J.-F., Braucher R., Jolivet M., Carretier S., Larroque C., Chauvet A., Sue C., Todbileg M., Bourlès D., Arzhannikova A., Arzhannikov S. (2007): Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics* 26, TC5013.
- Vandenberghe J. (1995): Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, 14, 631-638. 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.
- Vandenberghe, J. (2008): The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: a refinement of theory. *Geomorphology* 98, 275-284. pp.
- Vandenberghe J., Wang X., Lu H. (2011): Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang shui catchment, NE Tibet Plateau). *Geomorphology* 134, 171-185. pp.
- Van Balen R.T., Houtgast R.F., Van der Wateren F.M., Vandenberghe J., Bogaart P.W. (2000): Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley rift system. *Global and Planetary Change* 27, 113-129. pp.
- Van Huissteden K., Vandenberghe J., Pollard D. (2003): Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results. *Journal of Quaternary Science* 18, 453-464. pp.
- Van Meerbeeck C.J., Renssen H., Roche D.M. (2009): How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? – Perspectives from equilibrium simulations. *Climate of Past* 5, 33-51. pp.
- Vasile Ș., Csiki Z., Grigorescu D. (2011): Reassessment of the spatial extent of the middle member, Densuș-Ciula Formation (Maastrichtian), Hațeg basin, Romania. *Acta Palaeontologica Romaniae* 7, 335-342. pp.
- Wang X.L., Wintle A.G., Lu Y.C. (2006): Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: basic observations. *Radiation Measurements* 41, 649–658. pp.
- Willingshofer E., Neubauer F., Cloething S. (1999): The significance of Gosau-type basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine–Carpathian Belt. *Physics and Chemistry of the Earth* 24, 687-695. pp.
- Willingshofer E., Andriessen P.A.M., Cloetingh S.A.P.L., Neubauer F. (2001): Detrital fission track thermochronology of Upper Cretaceous syn-orogenic sediments in the South Carpathians (Romania): inferences on the tectonic evolution of a collisional hinterland. *Basin Research* 13, 379-396. pp.
- Winsemann J., Lang J., Roskosch J., Polom U., Böhner U., Brandes C., Glotzbach C., Frechen M. (2015): Terrace styles and timing of terrace formation in the Weser and Leine valleys, northern Germany: Response of a fluvial system to climate change and glaciation. *Quaternary Science Reviews* 123, 31-57, pp.
- Wintle A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature* 245, 143-144. pp.
- Wintle A.G. (1981): Thermoluminescence dating of late Devensian loesses in southern England. *Nature* 289(5797), 479. p.
- Wintle A.G. (1985): Stability of TL signal in fine grains from loess. *Nuclear Tracks* 10, 725-730. pp.

- Wintle A.G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements* 27, 769-817. pp.
- Wintle A.G., Murray A.S. (1999): Luminescence sensitivity changes in quartz. *Radiation Measurements* 30(1), 107-118. pp.
- Wintle A.G., 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.
- Wintle A.G. (2008): Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas* 37, 471-482. pp.
- Wintle A.G., Adamiec G. (2017): Optically stimulated luminescence. Radiation Measurements signals from quartz: A review. *Radiation Measurements* 98, 10-33. pp.
- Zhang J.Y., Liu-Zeng J., Scherler D., Yin A., Wang W., Tang M.Y., Li Z.F. (2018): Spatiotemporal variation of late Quaternary river incision rates in southeast Tibet, constrained by dating fluvial terraces. *Lithosphere* 10(5), 662-675. pp.
- Zheng C.X., Zhou L.P., Qin J.T. (2009): Difference in luminescence sensitivity of coarse-grained quartz from deserts of northern China. *Radiation Measurements* 44, 534-537. 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.
- Zular A., Sawakuchi A.O., Guedes C.C.F., Giannini P.C.F. (2015): Attaining provenance proxies from OSL and TL sensitivities: Coupling with grain size and heavy minerals data from southern Brazilian. *Radiation Measurements* 81, 39-45. pp.
- Zugrăvescu D., Polonic G., Horomnea M., Dragomir, V. (1998): Recent vertical crustal movements on the Romanian territory, the major tectonic compartments and their relative dynamics. *Rev. Roum. Géophys.* 42, 3-14. pp.

9. Összefoglaló

1. Előzmények, célkitűzések

A fluviális folyamatok rekonstrukciójának, a felszínformálódás dinamikájának feltárásához és megértéséhez elengedhetetlen, hogy a geomorfológiai változásokat numerikus időkeretbe foglaljuk. E téren az optikailag stimulált lumineszcencia (OSL) széles körben alkalmazott technika. A módszer segítségével különféle üledékek kvarc és kálföldpát ásványi frakciója is vizsgálható. A technika alkalmazhatóságát ugyanakkor nagyban meghatározza a mérések során használt ásványok lumineszcens tulajdonságai.

Számos korábbi tanulmány foglalkozott már az ásványok, elsősorban a kvarc lumineszcens tulajdonságainak alakulásával a módszer megbízhatóságának és a mérések reprodukálhatóságának növelése érdekében (pl. Wintle és Murray 1999, Chen et al. 2000). Eközben fény derült arra is, hogy az üledékek kőzettani háttere és geomorfológiai előélete is hatással lehet ezekre (pl. Zheng et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011). Ez különösképp igaz az egységnyi sugárdózisra adott lumineszcensválasz, az ún. lumineszcens érzékenység esetében. A laboratóriumi tesztek alapján a lumineszcens érzékenység nagysága a fény és hő általi kioltódás és a radioaktív sugárzás hatására is változhat (pl. Li és Wintle 1991, Stokes 1994). Mivel természetben is hasonló hatások érik az ásványi szemcséket jogosan feltételezhető, hogy a szemcsék keletkezési körülményei és az üledékképződés folyamata is meghatározó lehet ebből a szempontból (pl. Moska és Murray 2006, Sawakuchi et al. 2011).

A fentieknek megfelelően több tanulmányban is összefüggést mutattak ki a kvarc szemcsék magas lumineszcens érzékenysége és az üledékes ciklusok magas száma között (Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons et al. 2010). Az is bebizonyosodott, hogy a kvarc szemcsék eredete, azaz forrásterülete szintén meghatározhatja az érzékenység nagyságát. Utóbbi összefüggés alapján akár provenancia elemzés is lehetséges (pl. Lü et al. 2014, Gray et al. 2019). Összességében viszont a mai napig kérdéses, hogy forrásközetből örökölt tulajdonságok (mint primer tényezők) vagy az üledékes előtörténet (mint szekunder tényező), határozzák meg inkább az üledékes kvarc lumineszcens érzékenységét, ugyanis egyes területeken, mint pl. Amazonas mentén főként a primer, míg ausztráliai üledékek esetében a szekunder tényezőket vizsgálták behatóbban és tárták fel ezek hatását a lumineszcens érzékenységre (Preusser et al. 2006, Sawakuchi et al. 2011).

Európai viszonylatban azonban a különböző üledékek OSL érzékenységére vonatkozóan kevés adat áll jelenleg rendelkezésre (Moska és Murray 2006, Klasen et al. 2007, Tóth et al. 2017a). A kutatások leginkább az Észak-Alpokhoz és glaciális üledékekhez kötődnek, amelyek esetében alacsony érzékenységi értékeket figyeltek meg. Fluviális kvarc esetében a Duna magyarországi szakaszán jegyezték fel az OSL méréseket negatívan befolyásoló érzéketlen kvarc szemcséket. A kutatások érdekessége, hogy az alacsony érzékenységet már a forrásterületől lejjebb, az akkumulációs zónákban figyelték meg, ahol már elméletileg a kvarc szemcsék már több üledékes cikluson mentek keresztül.

A Kárpát-medence területén, elsősorban folyóvízi üledékekhez kapcsolódóan figyeltek meg OSL technikával nehezen vizsgálható, kirívóan alacsony érzékenységű kvarc ásványokat, de a jelenség szisztematikus vizsgálata, esetleg eredetének meghatározása ez idáig nem történt meg (pl. Sipos et al. 2016, Tóth et al. 2017a,b). Mindemellett az ilyen irányú vizsgálatok segítségével akár a vízhálózat- vagy a hordalékkúpfejlődés geomorfológiai rekonstrukciója is segíthető. Kérdéses ugyanakkor, hogy a medence területén a primer vagy a szekunder tényezők a dominánsak.

Az összehasonlító elemzésekhez azonban a megfelelő mérés technika és módszertan kidolgozása és tesztelése is szükséges. A lumineszcens érzékenységet befolyásoló komplex tényezők, valamint a szakirodalmi előzmények alapján is, mind a folytonos intenzitású optikailag stimulált lumineszcens (CW-OSL), mind a termolumineszcens (TL), mind pedig a

lineárisan modulált optikailag stimulált lumineszcens (LM-OSL) technikák felhasználása is szükségszerűnek tűnik. Az eltérő technikák eltérő mélységű csapdarendszereket stimulálnak, ezért összevetésükkel a minták közötti különbségek jobban feltárhatók.

A lumineszcens érzékenységet meghatározó primer és szekunder tényezők térben és időben is változhatnak egy adott vízgyűjtőn belül, ami befolyásolhatja a folyó mentén mért értékeket és az ezekből levonható következtetéseket. Ezen tényezők jelentőségének megismerése csak a különböző folyórendszer szisztematikus vizsgálatával lehetséges, mely során az egyes részvízgyűjtők és geomorfológiai folyamatok befolyásoló szerepe jobban elkülöníthető. A Maros folyó a fenti összefüggések feltárása szempontjából jó adottságokkal rendelkezik, mivel viszonylag nagy és hosszúkas vízgyűjtőjének felső és középső szakaszán különböző közettani adottságokkal rendelkező részvízgyűjtők találhatók, míg az alsó szakaszon egyetlen főbb mellékfolyó sem csatlakozik a Maroshoz, így itt elsősorban a geomorfológiai folyamatoknak kell meghatározniuk a kvarc lumineszcens tulajdonságait. A fentiek alapján kutatásom első felében a következő célokat tűztem ki a lumineszcens érzékenységi paraméterekben rejlő módszertani lehetőségek feltárása érdekében:

- Laboratóriumi tesztek a megfelelő mérési protokoll kifejlesztésére, folyóvízi eredetű kvarcsemcsék (90-150 μm) esetében.
- A Kárpát-medence főbb folyóihoz (Duna, Tisza, Maros) tartozó kvarcsemcsék lumineszcens érzékenységi paramétereinek meghatározása és összehasonlítása.
- A Maros, valamint fő mellékfolyói mentén gyűjtött recens folyóvízi minták lumineszcens tulajdonságainak vizsgálata, közettani és geomorfológia összefüggések feltárása.

A fenti vizsgálatok során meghatározott összefüggéseket kutatásom második felében a Maroshoz kapcsolódó késő pleisztocén és holocén geomorfológiai folyamatok rekonstrukciójához is felhasználom. A lumineszcens kormeghatározás önmagában is fontos eszköz a negyedidőszaki geomorfológiai kutatásokban, de a lumineszcens érzékenységi vizsgálatokkal tovább növelhető a feltárható folyamatok köre.

Bár a Maros folyó alföldi hordalékkúpjának késő pleisztocén fejlődésének rekonstrukciója OSL kormeghatározás segítségével korábban már megtörtént, a folyó középső és felső szakaszán ilyen jellegű vizsgálatokat még nem végeztek. A folyó hegyvidéki vízgyűjtőjén húzódó Retyezát-hegység a Kárpátok azon tagjai közé tartozik, amely a pleisztocén glaciálisai során erőteljesen eljegesedett (Urdea 2004). A Retyezát-hegység esetében az É-i, a Ny-i, valamint a D-i kitétséggű völgyek vizei is a Hátszegi-medence felé találnak lefolyást. A terület vízhálózatában főként, a Marosba torkoló, Sztrigy (Strei) és az abba Hátszeg városánál csatlakozó, Retyezátból érkező Râul Mare (Sebesvíz) játszik fontos szerepet. Ennél fogva a Hátszegi-medence feltöltődéséhez a pleisztocén során a Retyezátból érkező vízfolyások és az általuk szállított, sok esetben gleccserek által termelt, hordalék jelentősen hozzájárult. Ilyen értelemben a medence üledéksorának tükröznie kell a pleisztocén végi éghajlatváltozásokat és geomorfológiai változásokat is. A Hátszegi-medencében található hordalékkúpok fejlődéséről, az üledékek koráról ugyanakkor nem állnak rendelkezésre adatok. A Retyezát-hegységben bekövetkező gleccseringadozások, nem csak a Hátszegi-medence területén, de a Sztrigy és a Maros alvízi szakaszain is befolyásolhatták a folyóvízi folyamatok dinamikáját, így például a teraszképződést is.

A klasszikus geomorfológiai megközelítés szerint az éghajlatváltozásokhoz köthető teraszok kialakulása a glaciális és interglaciális periódusok közötti átmenetekhez kapcsolódik (pl. Vandenberghe 2008, Gábris és Nádor 2007). Ugyanakkor egy vízgyűjtőn a globális éghajlati tényezőkön kívül a részvízgyűjtők növényzeti, közettani, és csapadékviszonyai, valamint a gleccserek közelsége is jelentősen befolyásolhatják a hordalékháztartást és a vízhálózat üledékszállítási kapacitását (Vandenberghe 2015, Schanz et al. 2018). Ugyanakkor a teraszképződést a tektonikus folyamatok is alapvetően befolyásolhatják, mivel a domborzat változása növelheti vagy csökkentheti a terep lejtését, kiválthatja a folyó geomorfológiai átalakulását, és meghatározhatja a folyó munkavégzőképességét és üledéktermelését (Schumm

et al. 2002, Necea et al. 2005). A vízgyűjtő alsó szakaszán a Kárpát-medence egyik legnagyobb kiterjedésű földrajzi egységét a DK-i részen elterülő, Maros hordalékkúp alkotja. A területen számos paleomedret azonosítottak, melyek a késő-glaciálistól a kora holocénig voltak aktívak. A medrek és vízhozam rekonstruálása alapján az üledékkibocsátás és a folyó hordalékszállító kapacitása ebben az időintervallumban jelentősen megnőtt és a jelenlegitől magasabb szintű volt. Regionális szinten azonban az alsó vízgyűjtőn bekövetkezett geomorfológiai folyamatok a felső vízgyűjtővel való összehasonlítása még nem történt meg. Kutatásom második szakaszában a fenti kérdések alapján a következő célokat tűztem ki:

- A geomorfológiai folyamatok rekonstruálása OSL kormeghatározás segítségével, a Retyezát-hegység, Gura Zlata, Râul Mare völgyében, Hátszegi-medence és a Középső-Maros fiatal teraszai esetében.
- A dolgozat első részében feltárt összefüggések felhasználása a geomorfológiai rekonstrukcióiban.
- A vizsgált területeken megállapított geomorfológiai események közötti időbeli és térbeli összefüggések feltárása.

2. Anyag és módszer

Vizsgálataim során a kvarc lumineszcens érzékenységének általános összehasonlításához a Duna, a Tisza, a Szamos és a Maros üledékeit használtam fel. Az üledékek korát OSL segítségével korábban már meghatározták (Kiss et al. 2014, Sümeghy 2014, Sipos et al. 2016, Tóth et al. 2017a,b, Robu 2018.). Összesen 20 db mintát vizsgáltam, melyeket regionális alapon négy csoportba osztottam, így mindegyik csoport 5 db mintát tartalmazott.

A lumineszcens érzékenység és reziduális dózisos folyásirány menti változásának feltárása céljából a Maros és mellékfolyói mentén gyűjtött recens kvarc mintákat vizsgáltam. Marosvásárhelytől egészen a Maros torkolatáig, közel 565 fkm-es szakaszon, alacsony vízállás mellett (2020 október), összesen 22 db minta került begyűjtésre. A mintákat hasonló geomorfológiai helyzetből a folyó partján lévő övzátányokból, illetve oldalzátányokból gyűjtöttük. Ezek közül 16 db minta a főfolyóból, míg 2-2 db minta a nagyobb mellékfolyókból (Aranyos, Küküllő és Sztrigy) származott.

A Maros különböző szakaszai közötti geomorfológiai kapcsolatok vizsgálatához a Retyezát-hegységben található Gura Zlata völgyből 5 db, a Hátszegi-medencéből 17 db, míg a Középső-Maros menti alacsony teraszok anyagából 9 db mintát vizsgáltam. A geomorfológiai folyamatok időbeliségének rekonstruálásához OSL kormeghatározást alkalmaztam, kiegészítve a kvarc minták lumineszcens érzékenységének vizsgálatával.

A lumineszcens érzékenység és a forrásközet kapcsolatának elemzéséhez, felszíni litológiai térképeket, míg az OSL mintavételi helyek kiválasztásához és a rekonstrukció elvégzéséhez geomorfológiai térképeket készítettem. A terasz szelvények esetében az üledékek lézeres szemcseösszetételi vizsgálatát is elvégeztem, ehhez egy Fritsch MicroTech Analysette 22 típusú berendezést alkalmaztam.

A közettani háttér és az OSL tulajdonságok közötti összefüggések feltárásához a Duna vízgyűjtőjén Hartmann és Moosdorf (2012) által összeállított „Global Lithological Map Database v1.0” (GLiM) fedvényei szolgáltak alapul. Az adatbázis a vizsgálati területre 12 db litológiai osztályt jelöl. Az adatok feldolgozását és megjelenítését ESRI ArcMap 10.4.1 programban végeztem el. A Maros vízgyűjtő felszíni litológiai hátterének vizsgálatához és a főbb közettani egységek elkülönítéséhez az 1967-ben Romániáról készült 1:200 000 méretarányú *Harta geologică a R. S. României* térképszelvényeket használtam fel, melyek alapján 31 db különálló közettípust különítettem el. A megfelelő mintavételi helyszínek kijelölése érdekében és a felszínfejlődés vizsgálatához a Hátszegi-medence és a Középső-Maros menti teraszok esetében, 25 m-es felbontású EUDEM (E50N20, v11) és SRTM domborzatmodellek alapján készítettem geomorfológiai térképeket. További pontosítások

részeként felhasználtam az 1:200 000 méretarányú, romániai geológiai térképeket, valamint a teraszok esetében a részletesebb 1:50 000 méretarányú térképrészletet is.

A vizsgált üledékminták kvarc frakciójának OSL kormeghatározása során az egyenértékdózis megállapításához a SAR protokollt (Murray és Wintle 2000, Wintle és Murray 2006), míg a kálföldpát frakció esetében Buylaert et al. (2012) által leírt $pIR_{50}IR_{290}$ protokollt alkalmaztam. Mindkét ásványtípus esetén alapvetően az ún. többszemcsés (multi-grain, MG) mérési módszert alkalmaztam, de kálföldpát esetén az egyszemcsés (single-grain, SG) mérések is történtek. Minden egyenértékdózis mérés előtt teszt méréseket is végrehajtottam melyek célja az optimális mérési beállítások azonosítása volt. A kvarc és kálföldpát ásványok eltérő természetes kioltódásának meghatározásához reziduális dózis tesztek is végeztem a Retyezát-hegység, Gura Zlata völgyéből gyűjtött mintákon.

Az OSL kor kiszámításokhoz még nélkülözhetetlen dózisteljesítmény meghatározásához Canberra XtRa típusú Coaxialis germánium detektorral rendelkező gamma-spektrométert használtam.

A lumineszcens érzékenység vizsgálatokat csak durvaszemcsés (90-300 μ m közötti) kvarc szemcsék esetében hajtottam végre a későbbi összehasonlíthatóság elősegítése céljából. A mérésekhez közel azonos (~6 mg) mennyiségű kvarc szemcsét használtam. A komplexebb kapcsolatok feltárása miatt folytonos intenzitású optikailag stimulált lumineszcens (CW-OSL), termolumineszcens (TL), valamint lineárisan modulált optikailag stimulált lumineszcens (LM-OSL) technikákkal is megvizsgáltam az érzékenységi paramétereket. Minden egyes technika esetében a 24 Gy dózisa adott jelválaszt vizsgáltam, azonos mérési beállítások mellett (12 db rész minta, 210°C-os előhevítés, és technikánként megegyező stimulációs idő). A vizsgálatok során a minták mesterséges, laboratóriumi érzékenyítését is elvégeztem.

3. Eredmények

3.1. Lumineszcens jellemzők

A Kárpát-medence különböző területeiről (Duna, Tisza, Maros vízgyűjtő) származó fluviális eredetű kvarc szemcsék lumineszcens érzékenységének elemzése első ízben bizonyította, hogy az alpi és kárpáti eredetű minták lumineszcens érzékenysége még az Alföldön is, több száz km-re a forrásterülettől, jelentősen különbözik. Ennek megfelelően a Dunához kapcsolható üledékek kvarc frakciója minden érzékenységi paraméter (CW-OSL, TL 110°C csúcs, LM-OSL gyors komponens, teljes LM-OSL) tekintetében jelentősen alacsonyabb értékkel rendelkezett, mint a többi vízfolyás üledékei. Az adatok alapján egyértelmű, hogy az átlagosnál alacsonyabb érzékenység a Duna teljes magyarországi szakaszán jellemző lehet. A vizsgálatok arra is rámutattak, hogy a Tisza esetében a folyó felső és alsó szakaszáról származó minták hasonlóan viselkednek, így az adatok alapján nem lehet egyértelműen következtetni a folyásirány menti tényleges érzékenység változásra. Ennek, illetve a mellékfolyók szerepének feltárása további vizsgálatokat igényel a jövőben.

A különböző típusú érzékenységi paraméterek közül a teljes LM-OSL intenzitások és a gyors komponensek aránya mutatta a legkisebb eltérést a minták egy adott csoportján belül. Ebből az feltételezhető, hogy a Kárpát-medencében ezek a paraméterek használhatók legjobban a folyóvízi eredetű kvarc szemcsék forrásterületének megállapítására. Ezt az is alátámasztotta, hogy a teljes LM-OSL és gyors komponens részarányok összefüggése alapján a vizsgált régiók mintái viszonylag jól elkülöníthetők. Az eredmények így arra utalnak, hogy a CW-OSL érzékenység mellett az OSL jelben lévő komponensek aránya is eszköz lehet a későbbiekben az eltérő litológiai háttérű folyóvízi üledékek megkülönböztetésére.

A lumineszcens érzékenység és a minták korának összehasonlításával csak regionális összefüggéseket lehetett feltárni. Így a Duna alsó szakaszán a minták korának fiatalodásával a lumineszcens érzékenység növekedése tapasztalható. Ennek háttérében az üledék többszöri áthalmozása állhat, hiszen a Duna a területet késő pleisztocén és a holocén során jelentősen

átdolgozta, így a többszöri természetes kioltódás hatására növekedhetett a szemcsék érzékenysége. A Maros esetében ugyanakkor ellenkező tendencia figyelhető meg, hiszen a kor növekedésével együtt nő a kvarc szemcsék érzékenysége is. A Maros hordalékkúp felszínén a visszatérő avulziós események miatt az üledékeket kevésbé dolgozta át a folyó egy-egy mederpásztáéhoz kapcsolódóan. Emellett a vizsgált időintervallumban (18-5 ezer év) jelentősen nőtt a folyó víz és hordalékhozama, így a szemcsék gyorsabban, kevesebb áthalmozódási ciklust követően szállítható utolsó lerakódási helyükre. Ezek alapján, hosszabb távon, a geomorfológiai folyamatok is jelentős mértékben befolyásolhatják a kvarc szemcsék lumineszcens érzékenységét.

A recens üledékminták vizsgálata alapján a Maros mentén az alábbi esetekben figyelhető meg a kvarc szemcsék érzékenységének növekedése: 1) a részben granitoidok és paragneiszek lepusztulásából származó Aranyos folyóhoz kapcsolódó üledékek beáramlásánál; 2) azokon a szakaszokon, ahol nem csatlakoznak jelentősebb mellékfolyók, és a folyó üledékei a távolság növekedésével többször áthalmozódhatnak. Emellett az értékekben egyértelmű csökkenés figyelhető meg: 1) a Küküllő torkolata alatt, mely folyó főként neogén homokos üledékeket szállít, melyek kvarc frakciója ezek szerint mérsékelten érzékeny; 2) a hordalékkúpi szakaszokon ott ahol a mederből történő homokkitermelés jelentős. Kimutatható tehát, hogy mind a közettani, mind a geomorfológiai, mind pedig az antropogén tényezők kvarc érzékenységre gyakorolt hatása lokálisan jelentős lehet. Ennek megfelelően a teljes vizsgált folyószakaszon (565 km) nem figyelhető meg általános tendencia a különböző érzékenységi paraméterek változásában.

A kvarc szemcsékből mért reziduális dózisok tekintetében, az általános modellel összhangban, a szállítási távolság növekedésével az értékek csökkenő tendenciát mutatnak az ismételt átdolgozás, és a többszöri kioltódás következményeként. Az eredmények alapján az értékek lokális és rövidebb folyószakaszokra kiterjedő növekedése az alábbi tényezőkhöz köthető: 1) korlátozott, számú áthalmozási ciklusokon átesett üledékeket szállító rövid mellékfolyók becsatlakozása; 2) a paleoüledékek és üledékes kőzetek Maros általi fokozott eróziója, melynek hátterében természetes, illetve antropogén tényezők (homokkitermelés) is állhatnak. Mindezek a folyamatok nagy egyenértékűséggel rendelkező szemcséket juttatnak a folyó üledékkeverékébe, ami aztán növeli a mért reziduális dózis értékét.

A Gura Zlata és Râul Mare völgyéből származó mintákon elvégzett reziduális dózis tesztmérések igazolták, hogy a káliföldpát minták esetében a természetes kioltódás során lassabb a csapadék ürülése, mint a kvarc szemcséknél, azaz jóval magasabb esetükben a reziduális dózis értéke. Emiatt a többszemcsés (MG) káliföldpát korok jelentősen eltérnek a kvarcból mért lumineszcens koroktól. Az ezt kiküszöbölendően alkalmazott, egyszerű eszközzel kivitelezett egyszemcsés (SG) káliföldpát mérések egyenértékű dózis eredményei ugyanakkor hibahatáron belül megegyeztek a kvarc frakcióból mért korokkal mind a Gura Zlata völgyből, mind pedig a Hátszegi-medencéből származó minták esetében. Mindezek alapján a SG káliföldpát mérések megbízhatóan alkalmazhatók olyan esetekben, amikor a kvarc mérési határán túlmutató időszakokat kell vizsgálni, vagy ha a kvarc szemcsék alkalmatlannak bizonyulnak az OSL mérések szempontjából.

3.2. A vizsgált területek geomorfológiai rekonstrukciója

A Râul Mare és Gura Zlata völgyek találkozásánál vizsgált teraszrendszer anyagából származó, glaciális tömbök alól gyűjtött két minta egyszemcsés káliföldpát kora nagyon hasonló ~37 ezer éves kort mutat. Ezen értékek alapján a Râul Mare és a Gura Zlata bevágódásával feltáruuló fluvio-glaciális terasz akkumulációja a MIS 3 stádiumra tehető. Mivel a minták feletti tömböket további ~1 m-es üledékréteg fedi, így a teraszok kialakulása a későbbiekben esetleg a MIS 3-MIS 2 átmenet vagy az késő glaciális-holocén átmenet során következett be. A fentiekkel ellentétben a teraszfelszínen elhelyezkedő glaciális-sziklák mellől származó üledékek kvarc frakciójának kora fiatal ~10 és ~7 ezer éves, késő glaciális

üledékképződésről tanúskodik. Nagy valószínűséggel ezek a korok a fluvio-glaciális terasz kialakulását követő poszt-genetikus áthalmazódást jeleznek, ami nagyobb áradások során mehetett végbe.

A Hátszegi-medencében megvizsgált szelvények alapján húzódó kavicsréteg OSL korát közvetlen módon nem lehetett megállapítani. A fedő üledékek esetében elvégzett OSL és IRSL kormeghatározás, a homok- és az iszapfrakció esetében is igen hasonló, közel ~30 ezer éves korokat szolgáltatott. Ez alapján a szelvények alapján lévő kavics lerakódások 30 ezer évnél idősebbek, és szintén a MIS 3 stádiumhoz kapcsolhatók. A medencében vizsgált további üledékek alapján a durvaszemcsés (kavicsos-homokos) üledékképződést a MIS 3-MIS 2 átmenettől (~30 ezer évtől) finomszemcsés (iszapos) üledékképződés váltotta fel, amely a továbbiakban, azaz a MIS 2 stádiumban és a késő glaciális deglaciálódási fázisok (M1;M2a,b;M3a,b;M4) során is domináns maradt a területen. A legnagyobb, M1 és M2 (~22-15 ezer év) deglaciálódási időszakokkal időben párhuzamot mutató üledékek csak a vizsgált infúziós lösz szelvényben azonosíthatók. Az adatok alapján a magasabban fekvő völgyek eljegesedése során a Hátszegi-medence hordalékkúpjain a fluviális felszínformálás szerepe jelentősen csökkent, korlátozott mennyiségű hordalék és víz mozoghatott a rendszerben, ezáltal a kevésbé zavart felszíneken a löszképződés is megindulhatott. A késő glaciális-holocén átmenet során és a holocénban (mintegy 15 és 7 ezer év között) a magasabb térszíneken is megfigyelhető, hogy löszös üledékek közé finomszemcsés fluviális rétegek ékelődnek, ami a vízhozamok növekedését jelzi. A klíma stabilizálódásával a medencébe érkező vízfolyások hordalékhozama mintegy 7 ezer évtől csökkenni kezdett, ami miatt megindult hátravágódásuk is. Erre utalnak a Râul Mare hátravágódott völgyének talpán gyűjtött minták OSL korai.

A Középső-Maros mentén vizsgált teraszok esetében a két helyszínen nagyon hasonló magasságból előkerült durvaszemcsés üledékek és azok érzékenység tekintetében tapasztalt hasonlósága alapján a két vizsgált forma a Maros folyó ugyanazon teraszképződési ciklusához tartozik. A teraszfelszín magasságkülönbsége, valamint a kavicsréteg felett lévő üledékek OSL korainak eltérése alapján azonban úgy tűnik, hogy a bevágódás különálló szakaszait képviselik. Az adatok alapján 40-30 ezer év között főként kavicsos-homokos üledéklerakódás, majd közel 30-25 ezer év között agyagos-iszapos teraszépülés történt, melyet a MIS 3- MIS 2 átmenet során egy bevágódás követett a T2/2 terasz esetében. A késő glaciálisban főként szintén agyagos-iszapos teraszépülés zajlott. A késő glaciális-holocén átmenet (~15-14 ezer év) körül egy ismételt teraszképződés, bevágódás történt.

A T2/2 terasz esetében olyan fedőüledékek is vannak, melyek kvarc frakciója több mint két és félszer magasabb lumineszcens érzékenységi értéket mutat a Maros mentén máshol mért értékekhez viszonyítva, azaz a vizsgált összes minta közül ezek a legérzékenyebbek. A nagyfokú eltérés az üledék eltérő forrásterületére utal, azaz a kavicsanyagot fedő ártéri üledékek nagy valószínűséggel a Maros mellékvízfolyásához, a Boholt patakhoz köthetők.

Összegezve a különböző vizsgálati területeken feltárt geomorfológiai folyamatokat, illetve figyelembe véve azok időbeliségét megállapítható, hogy mind a magashegységi vízgyűjtőn, mind a hegység előtti medencékben, mind pedig a Maros középső szakaszán a MIS 3-as stádiumra (40-32 ezer év) tehető az intenzív durvaszemcsés üledékképződés, azaz a völgyek felkavicsolódása. Ez alapján feltételezhető, hogy az egész vízgyűjtőn ebben az időszakban mozgott a legtöbb hordalék, illetve olyan mértékű hordalék többlet jellemezte a rendszert, ami meghaladta a vízfolyások hordalékszállítási kapacitását. Mindezek alapján úgy tűnik, hogy a MIS 3 stádiumhoz kapcsolódó enyhébb, ugyanakkor igen változékony éghajlat kedvező körülményeket teremtettek a hordalék mobilizációjának, az egész vízgyűjtőre kiterjedő üledékimpulzusok megindulásának.

A vizsgált szelvények szerint MIS 3-MIS 2 átmenet időszakban (~30-27 ezer évtől) több területre is kiterjedő, erőteljes bevágódás tapasztalható, ami jól igazodik az éghajlati átmeneteket előtérbe helyező teraszképződési modellekhez. Ebben az időszakban tehát a

párolgás csökkenésével és a felszíni lefolyás egyidejű megnövekedésével a hordalékszállítási kapacitás meghaladta a fluviális rendszerbe jutó hordalék mennyiségét.

Ezt követően a MIS 2 stádiumban alapvetően finomszemcsés, agyagos-iszapos üledékek keletkezése ment végbe a hátrahagyott felszíneken, ugyanakkor a völgyekben sem ismerhető fel jelentős, a MIS 3 stádiumhoz mérhető mértékű aggradáció. Ezt támasztja alá az is, hogy a Maros hordalékkúpján meghatározott legalacsonyabb vízhozamú paleomedrek aktivitása egybeesik a retyezati gleccserek M1 (~22-20 ezer év) és M2 (~18-17 ezer év) deglaciálódási periódusaival. Ezek alapján a gleccserek legintenzívebb visszahúzódása nem volt jelentős hatással a Maros vízgyűjtő geomorfológiai folyamataira sem a folyó középső szakaszán, sem pedig az alföldi hordalékkúpon. A MIS 2 stádiumban összességében tehát a teljes vízgyűjtőn egyensúlyba kerülhetett a rendelkezésre álló hordalék mennyisége és a vízfolyások hordalékszállítási kapacitása.

Ez az egyensúly az adatok alapján csak a késő glaciálisban bomolhatott meg, amikor is ~14 ezer évtől újabb bevágódási esemény figyelhető meg több mintaterületen is. Ezzel szinte egy időben, azaz az M3 (~16-15 ezer év) és M4 (~13,5 ezer év) deglaciációs fázis időszakában a Maros hordalékkúpon jelentősen nagyobb vízhozamú paleomedrek jelentek meg, ami a lefolyásértékek nagymértékű növekedésére utal, összhangban a GI-1 (~14,5 ezer év) interstadiálishoz köthetően jelentősen csapadékosabbá váló éghajlattal, amely más Kárpát-medencei folyók esetében is kiemelkedő vízhozamokat eredményezett. A vízgyűjtő felső és középső szakaszán a MIS 2-ben stabil állapotban lévő üledékkészletek instabil állapotba kerültek, s a bevágódással felszabaduló durvaszemcsés üledékimpulzusok a Maros alföldi hordalékkúpján nagyjából 2 ezer éves késéssel késő glaciális és a kora holocén korú fonatos medrek kialakulásához vezettek.

Az eredmények alapján elmondható, hogy a jelentősebb akkumulációs és eróziós tevékenységek hozzávetőleg azonos időszakban jelentkeztek a Maros vízgyűjtő különböző területein. Tekintettel arra, hogy ezek az időszakok illeszkednek a klimatikusan változékony, illetve átmeneti időszakokhoz, kijelenthető, hogy a megfigyelt folyamatok nagy valószínűséggel elsősorban klimatikusan vezéreltek. Bár a mintaterületek egy részén hosszabb távú tektonikus hatások figyelhetőek meg, ezek iránya az elmúlt 30 ezer évben valószínűsíthetően nem változott, s a függőleges elmozdulások inkább a geomorfológiai folyamatok ütemét határozták meg semmint azok irányát.

10. Summary

1. Introduction, aims

In order to reconstruct fluvial processes and explore and understand the dynamics of surface processes, it is essential to place geomorphological changes in a numerical time frame. Optically stimulated luminescence (OSL) is a widely used technique in this field. It can be used to study the quartz and potassium feldspar mineral fractions of various sediments. However, the applicability of the technique is largely determined by the luminescence properties of the minerals used in the measurements.

Several previous studies have looked at the evolution of the luminescence properties of minerals, particularly quartz, to increase the reliability of the method and the reproducibility of the measurements (e.g. Wintle and Murray 1999, Chen et al. 2000). In the meantime, it has also been shown that sedimentary background and geomorphological history of sediments can also influence these (e.g. Zheng et al. 2009, Sawakuchi et al. 2011). This is particularly true for the luminescence response to unit radioactive dose, so-called luminescence sensitivity. Laboratory tests have shown that the magnitude of luminescence sensitivity can vary in response to light and heat exposure and radioactive radiation (e.g. Li and Wintle 1991, Stokes 1994). Since mineral grains are subject to similar effects in nature, it is reasonable to assume that the conditions under which the grains are formed and the process of sedimentation may also be important in this respect (e.g. Moska and Murray 2006, Sawakuchi et al. 2011).

As mentioned above, some studies have shown a correlation between the high luminescence sensitivity of quartz grains and the high number of sediment cycles (Pietsch et al. 2008, Fitzsimmons et al. 2010). It has also been shown that the origin of the quartz grains, i.e. the source area, can also determine the sensitivity. The latter correlation even allows provenance analysis (e.g. Lü et al. 2014, Gray et al. 2019). Overall, however, it is still questionable whether it is the inherited properties of source rocks (as primary factors) or the sedimentary history (as a secondary factor) that determine the luminescence sensitivity of sedimentary quartz, as in some areas, such as the Amazon, it is mainly the primary factors that have been studied in more detail and their influence on luminescence sensitivity has been investigated. In contrast, in Australian sediments, the dominance of secondary factors has been shown (Preusser et al. 2006, Sawakuchi et al. 2011).

However, there is currently little data available on the OSL sensitivity of different sediments in Europe (Moska and Murray 2006, Klasen et al. 2007, Tóth et al. 2017a). Research is mostly focused on the Northern Alps and glacial sediments, where low sensitivity values have been observed. In the case of fluvial quartz, insensitive quartz grains negatively affecting OSL measurements were recorded in the Hungarian section of the Danube. Interestingly, the low sensitivity was observed in the accumulation zones downstream of the source area, where quartz grains have theoretically already undergone several sedimentation cycles.

In the Carpathian Basin, quartz minerals with blatantly low sensitivity, which are difficult to test with OSL techniques, have been observed mainly associated with river sediments. However, a systematic investigation of the phenomenon, or possibly the determination of its origin, has not been carried out so far (e.g. Sipos et al. 2016, Tóth et al. 2017a,b). Nevertheless, studies along these lines may even help to reconstruct the geomorphology of water networks or alluvial fan development. However, it is questionable whether primary or secondary factors are dominant in the basin area.

However, the comparative analysis also requires developing and testing appropriate measurement techniques and methodologies. Given the complex factors affecting luminescence

sensitivity, as well as the literature precedents, the use of both continuous wave optically stimulated luminescence (CW-OSL), thermoluminescence (TL) and linearly modulated optically stimulated luminescence (LM-OSL) techniques seems necessary. The different techniques stimulate trap systems of different depths, so comparing them will reveal differences between samples.

The primary and secondary factors that determine luminescence sensitivity can vary in space and time within a given catchment, affecting the values measured along the river and the conclusions drawn from them. Understanding the importance of these factors is only possible through a systematic study of the different river systems, in which the influencing role of individual sub-basins and geomorphological processes can be better isolated. The Maros River is well suited for the exploration of these relationships, as, in the upper and middle section of its relatively large and elongated catchment, there are sub-basins with different lithology characteristics, while in the lower section, no major tributaries are estuary to the Maros so that here it is secondary geomorphological processes that should determine the luminescence properties of quartz. Based on the above, the following objectives were set in the first half of research to explore the methodological potential of luminescence sensitivity parameters:

- Laboratory tests to develop a suitable measurement protocol for quartz grains (90-150 μm) of fluvial origin.
- Determination and comparison of the luminescence sensitivity parameters of quartz grains from the main rivers of the Carpathian Basin (Danube, Tisza, Maros).
- Investigation the luminescence properties of recent fluvial samples collected along the Maros and its main tributaries and exploration the surface lithology and geomorphological correlations.

In the second half of research, the aim is to use the correlations established in the above studies to reconstruct the Late Pleistocene and Holocene geomorphological processes associated with the Maros. While luminescence dating is an important tool in quaternary geomorphological research, luminescence sensitivity studies can further increase the range of processes that can be explored.

Although the reconstruction of the Late Pleistocene evolution of the lowland alluvial fan of the Maros River using OSL dating has been done before, such studies have not been carried out in the middle and upper section of the river. The Retezat Mountains in the mountainous catchment of the river are one of the members of the Carpathians that were heavily glaciated during the Pleistocene glaciations (Urdea 2004). In the case of the Retezat Mountains, the waters of the valleys with north, west and south exposure also find their outlet towards the Hateg Basin. In the water network of the area, the Strei, which flows into the Maros, and the Râu Mare, which joins it at the Hateg town, play an important role. Therefore, during the Pleistocene, the recharge of the Hateg Basin was significantly influenced by the watercourses from the Retezat and the sediment they transported, often produced by glaciers. In this sense, the sedimentary succession of the basin should also reflect the climatic and geomorphological changes of the Late Pleistocene. However, no data are available on the evolution of the alluvial fan and the age of the sediments in the Hateg Basin. The glacial fluctuations in the Retezat Mountains, not only in the Hateg Basin, but also in the lower section of the Strei and the Maros, may have influenced the dynamics of river water processes, including terrace formation.

According to the classical geomorphological approach, the formation of terraces associated with climate change is linked to transitions between glacial and interglacial periods (e.g. Gábris and Nádor 2007, Vandenberghe 2008). However, in addition to global climatic factors in a basin, the vegetation, rock and precipitation conditions of sub-basins and the proximity of glaciers can also have a significant influence on the sediment supply and sediment

transport capacity of the water network (Vandenberghe 2015, Schanz et al. 2018). However, terrace formation can also be profoundly influenced by tectonic processes, as changes in topography can increase or decrease terrain slope, trigger geomorphological alteration of the river, and determine the river's working capacity and sediment production (Schumm et al. 2002, Necea et al. 2005). In the lower part of the catchment, one of the largest geographical units in the Carpathian Basin is the Maros alluvial fan, located in the SE part of the basin. Several paleosediments have been identified in this area, which were active from the Late Glacial to the Early Holocene. Reconstructions of the sediment yield and discharge indicate that the sediment discharge and sediment transport capacity of the river increased significantly during this period and was higher than present. However, at the regional level, the geomorphological processes in the lower catchment have not yet been compared with those in the upper catchment. In the second phase of research, the following objectives based on the above questions:

- Reconstruction of the geomorphological processes using OSL age dating methods in the Retezat Mountains, Gura Zlata and Râul Mare valley, Hateg Basin and the young terraces of the Middle Maros.
- Use of the correlations identified in the first part of the thesis in the geomorphological reconstructions.
- Exploration of the temporal and spatial relationships between the geomorphological events identified in the studied areas.

2. Material and methods

For a general comparison of the luminescence sensitivity of quartz were used sediments from Danube, Tisza, Szamos and Maros Rivers. The age of the sediments has been previously determined using OSL (Kiss et al. 2014, Sümeghy 2014, Sipos et al. 2016, Tóth et al. 2017a,b, Robu 2018,). In total, twenty samples were analysed, divided into four groups on a regional basis, so that each group contained five samples.

In the Maros River Basin, examined recent quartz samples from Târgu Mureş (Marosvásárhely) to the Maros estuary, throughout nearly 565 km. To investigate the variation in luminescence sensitivity and residual dose along the river, freshly deposited sediment samples with similar geomorphological settings were collected from the river bank from the point bars and side bars. Twenty-two samples were collected during low autumn flows (in 2020). Of these, sixteen were located along the Maros, while 2-2 were selected from larger tributaries such as the Arieş (Aranyos), Târnava (Küküllő) and Strei (Sztigy).

To investigate the geomorphological relationships between the different sections of the Maros, examined five samples from the Gura Zlata valley in the Retezat Mountains, seventeen samples from the Hateg Basin and nine samples from the low terraces of the Middle Maros. Optically stimulated luminescence dating (OSL) was used to reconstruct the temporality of geomorphological processes, complemented by a luminescence sensitivity analysis of the quartz samples.

To analyse the relationship between luminescence sensitivity and source rock, surface lithological maps were prepared, while geomorphological maps were also prepared to select OSL sampling sites and the reconstruction. Laser grain size distribution analysis was also measured for the terrace sections using a Fritsch MicroTech Analysette 22.

To investigate the relationship between the lithological background and the OSL properties, the "Global Lithological Map Database v1.0" (GLiM) overlays compiled by Hartmann and Moosdorf (2012) were used as a basis. The database identifies 12 lithological classes for the study area. The data were processed and displayed in ESRI ArcMap 10.4.1. For the separation of the main lithology units for the Maros catchment, the map section of 1:200 000 scale *Harta geologică a R. S. România* map sections of Romania, 1967, were used, on basis to isolated 31 types. In order to select suitable sampling sites and study the surface evolution of

the Hateg Basin and the Middle Maros terraces, prepared geomorphological maps based on 25 m resolution EUDEM (E50N20, v11) SRTM relief models. As part of further refinements, also used the 1:200 000 scale geological maps of Romania and, for the terraces, the more detailed 1:50 000 scale map of the area.

The SAR protocol (Murray and Wintle 2000, Wintle and Murray 2006) was used to determine the equivalent dose for OSL dating for the quartz fraction, while for the potassium feldspar fraction, the pIR₅₀IR₂₉₀ protocol described by Buylaert et al. (2012) was used. Basically applied the so-called multi-grain (MG) measurement method for both mineral types, but single-grain (SG) measurements were also made in the case of potassium feldspar. Before each equivalent dose measurement, test measurements also performed to identify the optimal measurement setup. To determine the different natural bleaching of quartz and potassium feldspar minerals, applied a residual dose tests on samples collected from the Gura Zlata valley in the Retezat Mountains.

Dose rate determinations, always essential for OSL age calculations, were performed using a Canberra XtRa Coaxial germanium detector gamma spectrometer.

To facilitate future comparability, the luminescence sensitivity tests were only performed on coarse-grained (90-300 µm) quartz grains. Nearly identical (~6 mg) amounts of quartz grains were used for the measurements. To explore more complex relationships, were also investigated the sensitivity parameters using continuous wave optically stimulated luminescence (CW-OSL), thermoluminescence (TL) and linearly modulated optically stimulated luminescence (LM-OSL) techniques. For each technique, the signal response to a dose of 24 Gy was investigated using identical measurement settings (12 subsamples/aliquots, preheating at 210°C, and the same stimulation time as the technique). Artificial laboratory sensitisation of samples was also carried out.

3. Results

3.1. Luminescence characteristics

The analysis of the luminescence sensitivity of quartz grains of fluvial origin from different areas of the Carpathian Basin (Danube, Tisza, Maros catchments) has shown for the first time that the luminescence sensitivity of Alpine and Carpathian samples differs significantly even in the Great Hungarian Plain, hundreds of kilometres away from the source area. Accordingly, the quartz fraction of the sediments associated with the Danube had significantly lower values for all sensitivity parameters (CW-OSL, TL 110°C peak, LM-OSL fast component, total LM-OSL) than sediments from other rivers. Based on the data, it is clear that the below-average sensitivity may be typical for the whole Hungarian stretch of the Danube. The studies also showed that in the case of the Tisza, samples from the upper and lower sections of the river behave similarly, so the data do not allow a clear conclusion on the actual downstream variation in sensitivity. This, and the role of tributaries, requires further investigation.

Among the different sensitivity parameters, the total LM-OSL intensities and the ratio of fast components showed the smallest variation within a given group of samples. This suggests that these parameters are the most useful for determining the source area of fluvial quartz grains in the Carpathian Basin and was also supported by the correlation between the total LM-OSL and fast component ratios, which allowed for relatively good discrimination of the studied regions. The results thus suggest that, in addition to the CW-OSL sensitivity, the component ratios in the OSL signal may also be a tool for the future discrimination of river sediments with different lithological backgrounds.

By comparing luminescence sensitivity and the age of the samples, only regional correlations could be detected. Thus, in the lower Danube, an increase in luminescence sensitivity is observed with the increasing age of the samples. This may be due to repeated reworking of the sediment, as the Danube significantly reworked the area during the Late

Pleistocene and Holocene, and thus the repeated natural bleaching may have increased the sensitivity of the grains. However, the opposite trend is observed in the case of the Maros, where the sensitivity of the quartz grains increases with age. On the surface of the Maros alluvial fan, recurrent avulsion events have resulted in less reworking of sediments by the river concerning a single channel. In addition, the water and sediment yields of the river increased significantly over the time interval studied (18-5 ka) so that the grains were transported to their final deposition sites more rapidly, with fewer cycles of sediment transport. These suggest that, in the longer term, geomorphological processes can significantly impact the luminescence sensitivity of quartz grains.

Based on the analysis of recent sediment samples, an increase in the sensitivity of quartz grains can be observed along the Maros in the following cases: 1) the inflow of sediments associated with the Arieş River, which is partly derived from the degradation of granitoids and paragneisses; 2) in sections where no major tributaries are connected, and the river sediments can be repeatedly permeated with increasing distance. In addition, a clear decrease in values can be observed: 1) below estuary of the Târnava, a river that mainly transports Neogene sandy sediments, whose quartz fraction is moderately sensitive; 2) in the alluvial fan sections where quarrying from in channel. Therefore, it can be shown that the influence of both lithological, geomorphological, and anthropogenic factors on quartz susceptibility can be locally significant. Accordingly, no general trend in the different sensitivity parameters can be observed over the whole river section studied (565 km).

For the residual doses measured from quartz grains, in agreement with the general model, the values show a decreasing trend with increasing transport distance due to repeated reworking and multiple bleaching. The results suggest that the increase in values over local and shorter river reaches may be due to: 1) the join of short tributaries carrying a limited number of sediment cycles; 2) increased erosion of paleosediments and sedimentary rocks by the Maros, which may be due to natural or anthropogenic factors (quarrying). All these processes introduce grains with a high equivalent dose into the sediment mixture of the river, which then increases the measured residual dose.

Residual dose test measurements on samples from the Gura Zlata and Râul Mare valleys confirmed that the potassium feldspar samples have a slower trap discharge during natural exposure than the quartz samples, i.e. a much higher residual dose. For this reason, the multi-grain (MG) potassium feldspar ages differ significantly from the luminescence ages measured. However, the results of the single-grain (SG) potassium feldspar measurements, which were carried out with simple tools to avoid this, were within error of the ages measured from the quartz fraction for both the Gura Zlata valley and the Hateg Basin samples. This observation, suggests that SG potassium feldspar measurements can be used reliably in cases where periods beyond the quartz measurement limit need to be investigated or where quartz grains prove unsuitable for OSL measurements.

3.2. Geomorphological reconstruction of the study areas

Two samples of single-grained potassium feldspar collected from beneath glacial blocks at the junction of the Râul Mare and Gura Zlata valleys show very similar ages of ~37 ka. Based on these values, the accumulation of the fluvio-glacial terrace exposed by the incision of the Râul Mare and Gura Zlata can be attributed to MIS 3 stage. Since the blocks above the samples are covered by an additional ~1 m of sediment, the formation of the terraces on the later tectonic levels may have occurred during the MIS 3-MIS 2 transition or the Late Glacial-Holocene transition. Contrary to the above, the age of the quartz fraction of the sediments from below the glacial rocks on the terrace surface is young ~10 to ~7 ka, indicating late glacial sedimentation. These ages likely indicate post-genetic transgression following the formation of the fluvio-glacial terrace, which may have occurred during major floods.

The OSL age of the gravel layer at the bottom of the sections investigated in the Hateg Basin could not be determined directly. OSL and IRSL dating of the overlying sediments, sand and silt fractions, yielded very similar ages of nearly ~30 ka. This suggests that the gravel deposits at the bottom of the sections are older than 30 ka and associated with the MIS 3 stage. The additional sediments examined in the basin indicate that coarse-grained (gravel-sand) sedimentation was replaced by fine-grained (silty) sedimentation from the MIS 3-MIS 2 transition (~30 ka) and remained dominant in the area during the subsequent MIS 2 stage and the Late Glacial deglaciation phases (M1;M2a,b;M3a,b;M4). The sediments with the largest deglaciation periods, M1 and M2 (~22-15 ka), are identified only in the studied infusional loess section. The data suggest that during the glaciation of the higher valleys, in the alluvial fan of Hateg Basin, the role of fluvial land formation was significantly reduced, limited amounts of sediments and water could have moved through the system, thus initiating loess formation on the less disturbed surfaces. During the Late Glacial-Holocene transition and in the Holocene (between about 15 and 7 ka), fine-grained fluvial layers were also observed at higher elevations, wedged between loess sediments, indicating an increase in water yields. With the stabilisation of the climate, the sediment yields of the watercourses entering the basin started to decrease from about 7 ka onwards, which also caused them to start receding. This is indicated by the age of OSL samples collected at the base of the back-cut valley of Raúl Mare.

The similarity in the coarse-grained sediments and their susceptibility, found at very similar heights in the two sites, suggests that the two terraces along the Middle Maros belong to the same terrace formation cycle of the Maros River. However, the difference in elevation of the terrace surfaces and the difference in OSL ages of the sediments overlying the gravel layer suggest that they represent separate stages of the incision. The data suggest that between 40-30 ka, there was mainly gravel-sand sedimentation, followed by clay-silt terrace formation between about 30-25 ka, followed by an incision in the MIS 3-MIS 2 transition for the *T2/2* terrace. In the Late Glacial, mainly clay-silt terrace building also took place. A repeated terrace formation and incision occurred around the Late Glacial-Holocene transition (~15-14 ka).

In the case of terrace *T2/2*, there are also quartz fractions of cover sediments showing a luminescence sensitivity more than two and a half times higher than elsewhere along the Maros, i.e. the most sensitive of all the samples studied. The large difference indicates another source area for the sediment, i.e. the floodplain sediments overlying the gravel material are most likely associated with the Boholt Stream, a tributary of the Maros.

Summarising the geomorphological processes revealed in the different study areas and taking into account their temporal scale, it can be concluded that the intensive coarse-grained sedimentation, i.e. the valley filling, can be dated to the MIS 3 stage (40-32 ka) in the high mountain catchment, in the pre-mountain basins and the middle section of the Maros. It can be assumed that this period was the period when most of the sediment was moving through the whole catchment and that the system was characterised by a surplus of sediment that exceeded the sediment transport capacity of the watercourses. This suggests that the milder but highly variable climate associated with the MIS 3 stage created favourable conditions for the mobilisation of sediment and the initiation of sediment pulses throughout the catchment.

The studied sections show a strong, multi-area incision during the MIS 3-MIS 2 transition period (~30-27 ka), which is well-aligned with the terracing models that emphasise climatic transitions. Thus, during this period, the capacity for transporting sediment exceeded the amount of sediment entering the fluvial system with a simultaneous decrease in evaporation and an increase in surface runoff.

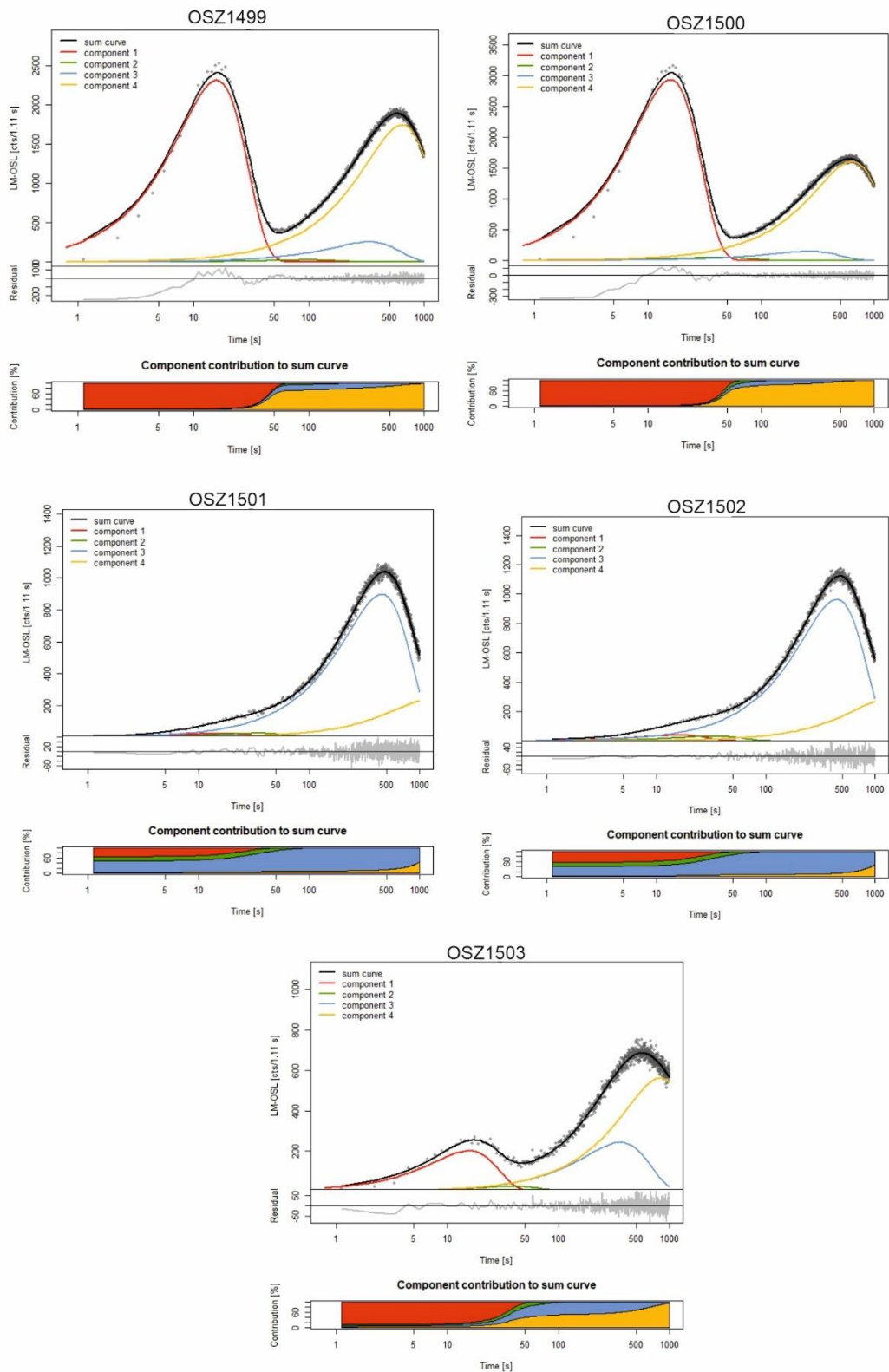
Subsequently, in MIS 2 stage, mainly fine-grained, clayey-silty sediments were deposited on the surfaces left behind, while no significant aggradation comparable to MIS 3 stage was observed in the valleys. This is also supported by the fact that the activity of the lowest water

yield paleochannels defined on the Maros alluvial fan coincides with the M1 (~22-20 ka) and M2 (~17-18 ka) deglaciation periods of the Retezat glaciers. These suggest that the most intense glacial retreat has not significantly impacted the geomorphological processes in the Maros catchment, either in the middle section of the river or in the lowland alluvial fan. Overall, the MIS 2 stage has therefore achieved a balance between the amount of available sediment and the sediment transport capacity of the watercourses in the whole catchment.

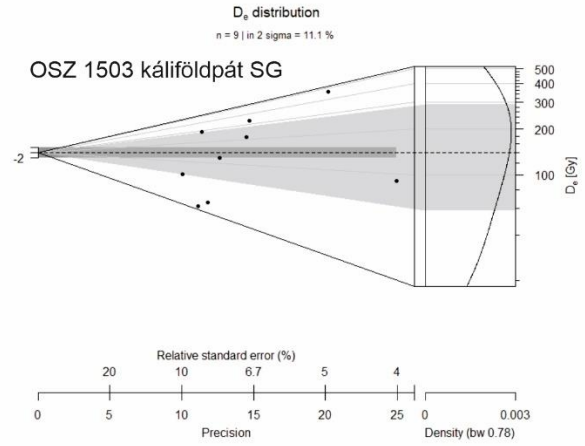
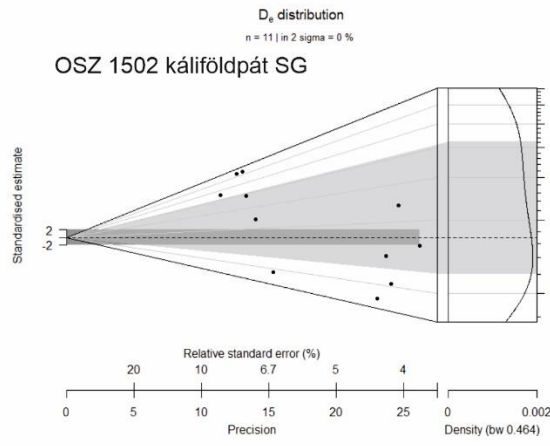
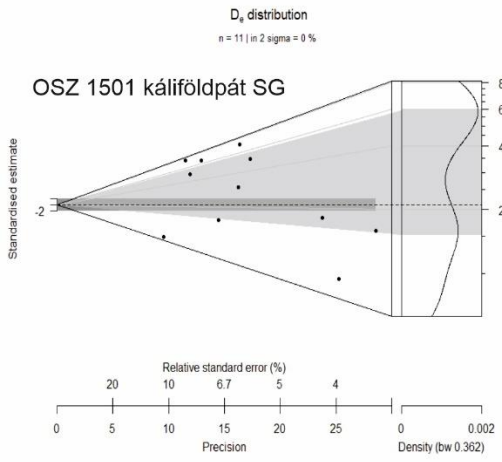
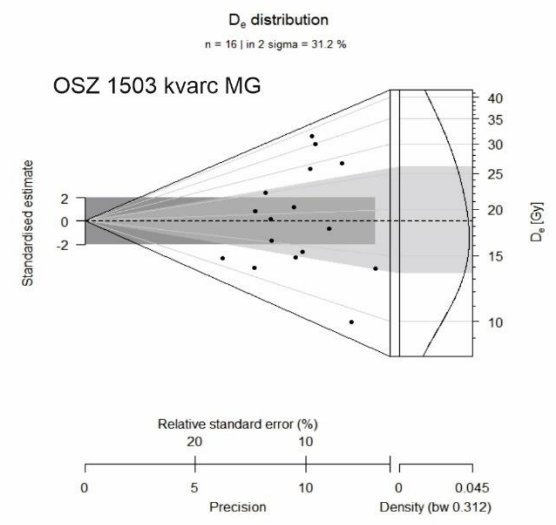
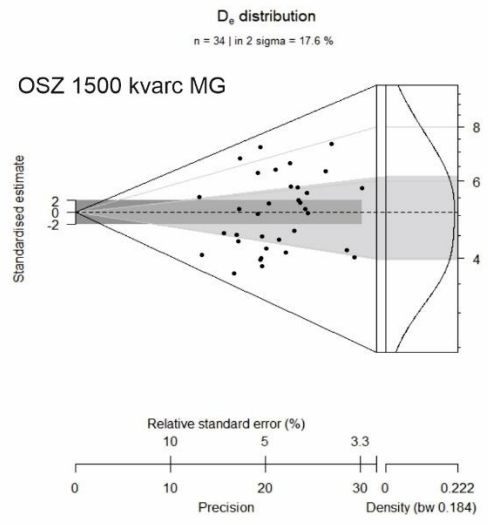
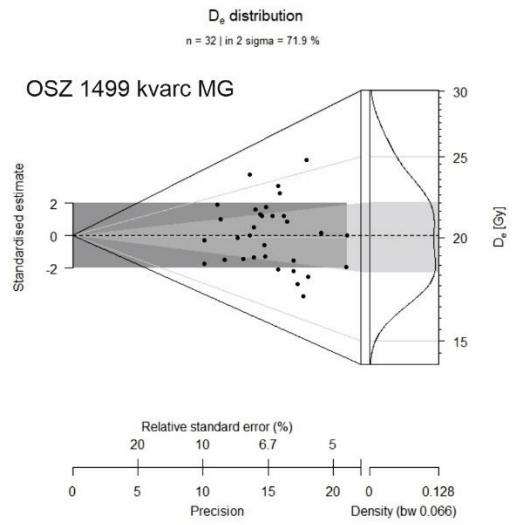
The data suggest that this equilibrium was only broken in the Late Glacial when a new incision event was observed in several sample areas from ~14 ka onwards. At almost the same time, i.e. during the deglaciation phases M3 (~15-16 ka) and M4 (~13.5 ka), paleochannel with significantly higher discharge rates appeared on the Maros alluvial fan, indicating a large increase in runoff values in line with the significantly more precipitated climate associated with the interstadial GI-1 (~14.5 ka), which also resulted in elevated discharge rates in other Carpathian Basin rivers. In the upper and middle stretches of the catchment, the sediment resources that were stable in MIS 2 became unstable, and the coarse-grained sediment pulses released by the incision led to the formation of Late Glacial and Early Holocene braided pattern channels in the lowland alluvium of the Maros with a delay of about 2 ka.

The results show that the major accumulation and erosion activities occurred in approximately the same period in different areas of the Maros catchment. Given that these periods coincide with climatically variable or transitional periods, it can be concluded that the observed processes are most likely to be primarily climatically driven. Although longer-term tectonic influences are observed in some sample areas, their direction is unlikely to have changed over the last 30 ka, and vertical displacements have determined the rate rather than the direction of geomorphological processes.

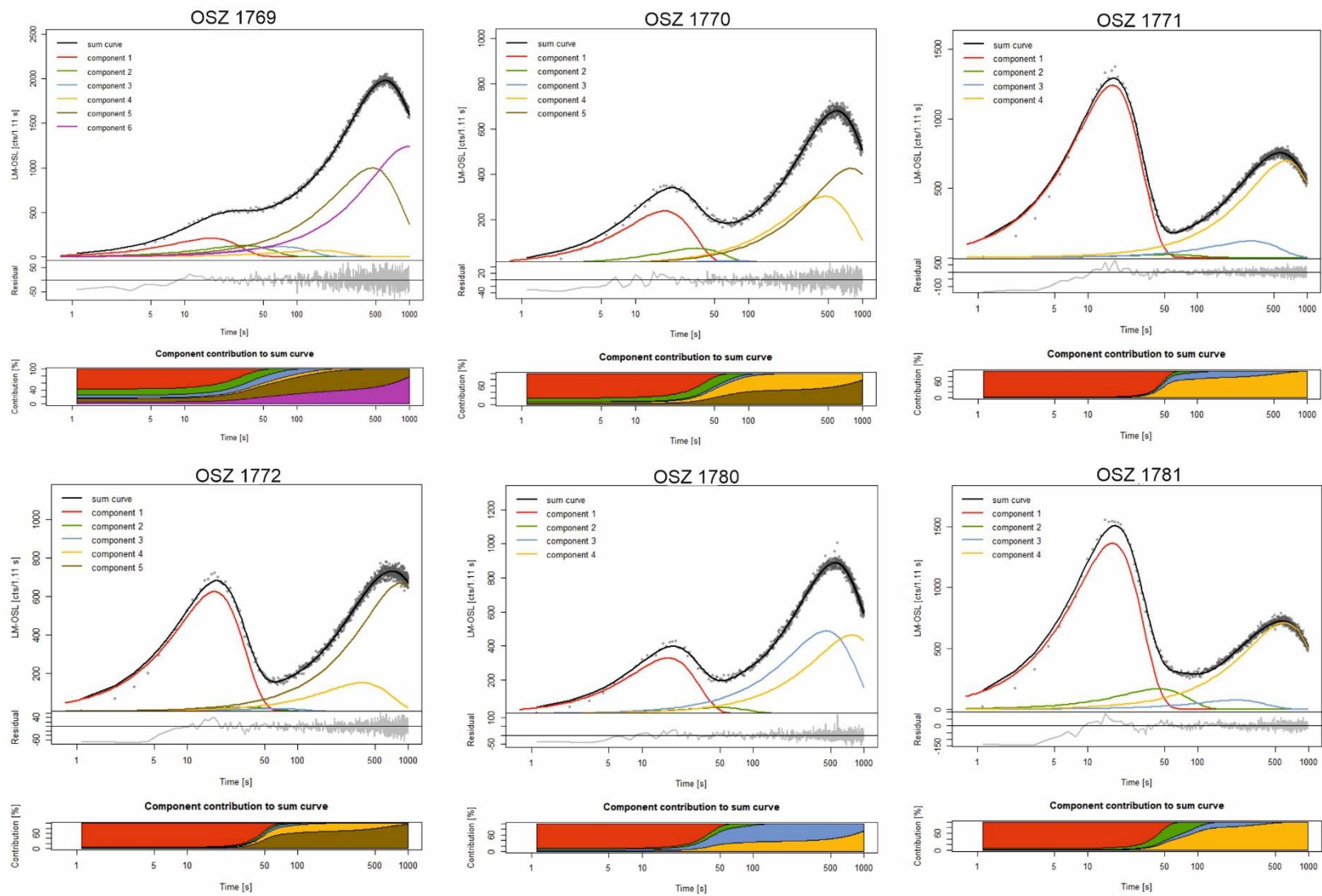
11. Melléklet



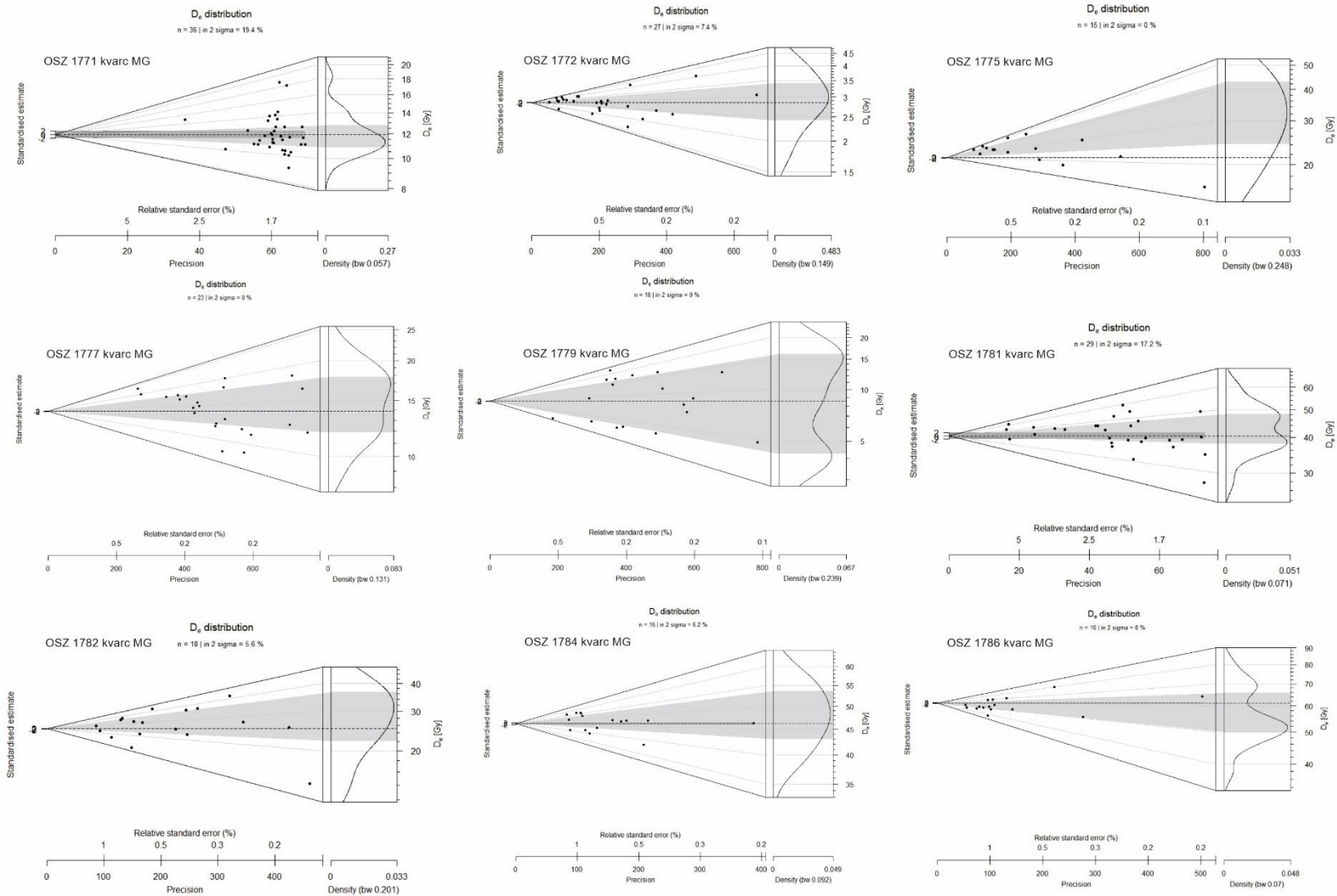
M1 ábra: Gura Zlata és Râul Mare völgyben vizsgált minták LM-OSL komponens felbontásai.



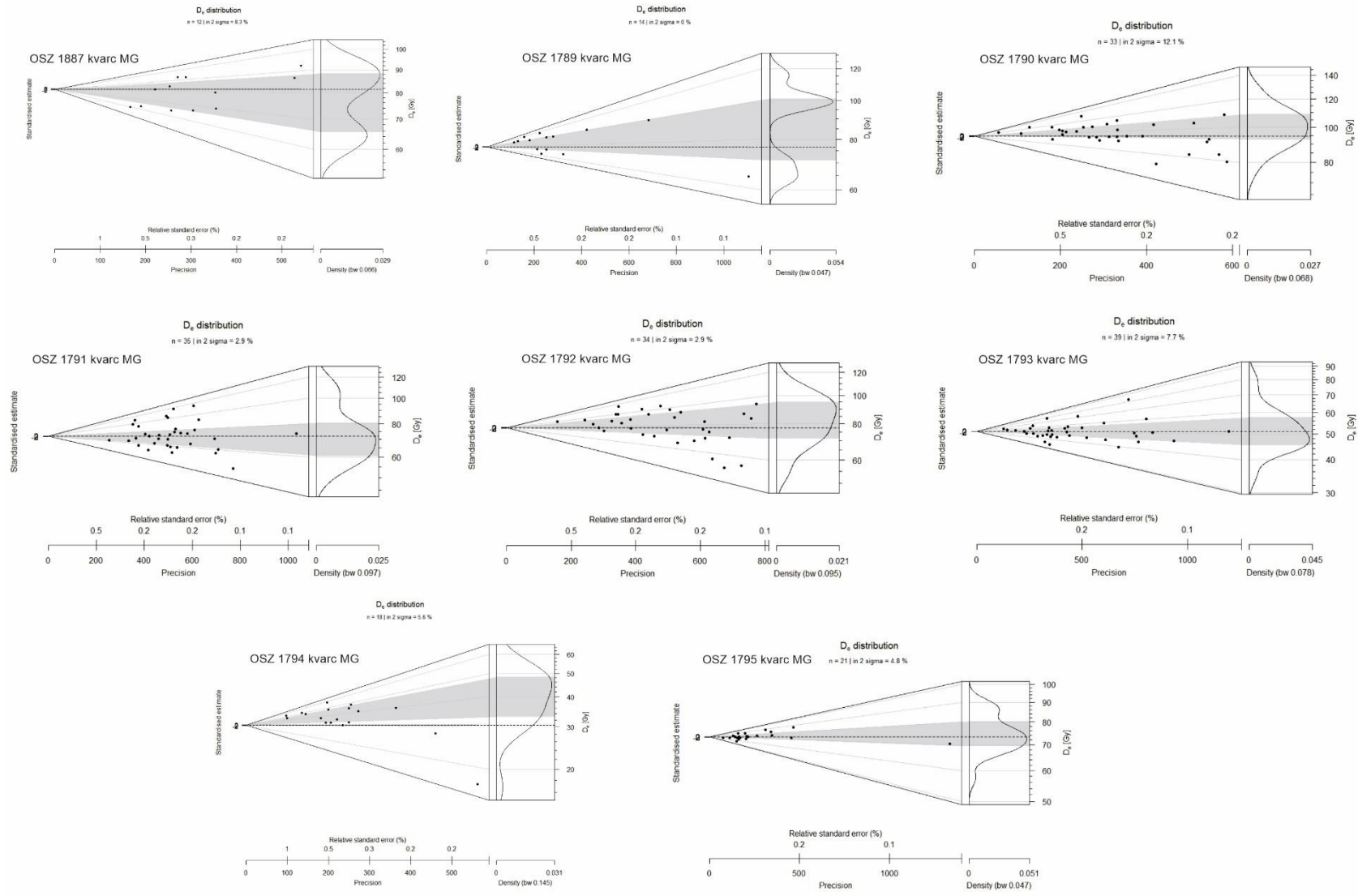
M2 ábra: Gura Zlata és Râul Mare völgyben vizsgált minták kvarc MG és káliföldpát SG részmeréseinek eredményei.



M3 ábra: Reprezentatív LM-OSL komponens felbontások alacsony, közepes és magas érzékenységű kvarc minták esetében (Hátszegi-medence).



M4 ábra: Reprezentatív többszemcsés kvarc eloszlások a Hátzegi-medence területéről.



M5 ábra: A Középső-Maros területen vizsgált teraszok többszemcsés kvarc méréseinek eloszlásai.