



1949

Környezetváltozások rekonstrukciója tavak és lápok üledékének vizsgálatával

Egyetemi doktori (PhD) értekezés

Tóth-Hubay Katalin

Témavezető: Dr. Braun Mihály

DEBRECENI EGYETEM
Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács
Kémiai Doktori Iskola
Debrecen, 2019.

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács Kémiai Doktori Iskola Környezeti és műszeres analitikai kémia programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem természettudományi doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

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

Debrecen, 20

.....
Tóth-Hubay Katalin
a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Tóth-Hubay Katalin doktorjelölt 2010- 2013 között a fent megnevezett Doktori Iskola Környezeti- és műszeres analitikai kémia programjának keretében irányítással végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Nyilatkozom továbbá arról, hogy a tézisekben leírt eredmények nem képezik más PhD disszertáció részét.

Az értekezés elfogadását javasolom.

Debrecen, 20

.....
Dr. Braun Mihály
a témavezető aláírása

Környezetváltozások rekonstrukciója tavak, lápok üledékének vizsgálatával

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

Írta: **Tóth-Hubay Katalin** okleveles környezetkutató és angol-magyar
szakfordító

Készült a Debreceni Egyetem kémiai doktori iskolája
(Koordinációs és analitikai kémia programja) keretében

Témavezető: **Dr. Braun Mihály**

A doktori szigorlati bizottság:

elnök: Dr.
tagok: Dr.
Dr.

A doktori szigorlat időpontja: 2014. november 27.

Az értekezés bírálói:

Dr.
Dr.
Dr.

A bírálóbizottság:

elnök: Dr.
tagok: Dr.
Dr.
Dr.
Dr.

Az értekezés védésének időpontja: 20.....

Készült

a Debreceni Egyetem Természettudományi és Informatikai Doktori Tanács,
Kémiai Doktori Iskolája Koordinációs és analitikai kémia programja keretében a
Debreceni Egyetem, Szervetlen és Analitikai Kémiai Tanszékén és a Magyar
Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézetének, Izotóp Klimatológiai és
Környezetkutató Központjában (IKER, Debrecen)

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt köszönöm témavezetőmnek, *Dr. Braun Mihálynak*, hogy több éven át egyengette munkámat és mindvégig töretlen lelkesedéssel osztotta meg velem szakmai tudását, tapasztalatát.

Köszönettel tartozom *Dr. Magyar Enikőnek*, a PROLONG projekt vezetőjének, hogy lehetőséget adott egy ilyen nagy volumenű kutatásban való részvételre, mindvégig önzetlenül segítségemre volt, bármilyen szakmai kérdéssel fordulhattam hozzá. Köszönöm, hogy rendelkezésemre bocsátotta az adatokat a disszertáció elkészítéséhez.

Köszönettel tartozom *Dr. Buckó Krisztinának*, *Dr. Tóth Mónikának*, *Dr. Pál Ilonának*, *Vincze Ildikónak*, valamint a PROLONG projekt minden tagjának számos szakmai segítségükért és a rendelkezésemre bocsátott adataikért.

Hálás köszönettel tartozom *Dr. Molnár Mihálynak*, hogy lehetőséget adott megismerni a radiokarbon kormeghatározás részleteit és szakmailag mindvégig támogatta, irányította munkámat. Köszönettel tartozom *Veres Mihálynak* és *Dr. Palcsu Lászlónak* bizalmukért és támogatásukért.

Köszönöm *Dr. Janovics Róbertnek*, *Dr. Major Istvánnak*, *Gönczi Renátának* és *Orsovski Gergelynek*, hogy segítették munkámat a radiokarbon laboratóriumban. Köszönöm minden munkatársamnak, hogy bármikor számíthattam rájuk, mind szakmailag, mind pedig emberileg.

Külön köszönöm *Harangi Sándornak* a mintavételezések és laboratóriumi munkákban nyújtott önzetlen segítségét. Nagyon köszönöm *Dr. Baranyai Edinának* és *Keresiné Vári Juditnak* a szakmai és baráti támogatást.

Végül, de nem utolsó sorban szeretném megköszönni *szüleimnek*, *nővéremnek*, *családomnak* és *barátaimnak*, hogy ösztönöztek és végig segítettek eddigi utamon., kiváltképp *férjemnek* a sok türelmet és kitartó támogatást.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER' pályázatban.

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	1
2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS	3
2.1. Mintavétel üledékekből.....	4
2.2. Üledékek kormeghatározása	5
2.3. Kor-mélység modellek	11
2.4. Az üledékekre jellemző szervesanyag-tartalom és geokémiai összetétel felhasználása a klímakutatásban.....	12
3. CÉLKITÚZÉSEK	15
4. ANYAG ÉS MÓDSZER.....	16
4.1. Vizsgálati módszerek	16
4.1.1 Szerves szilárd minták előkészítési módszere ¹⁴ C méréshez.....	16
4.1.2 Szervesanyag- és víztartalom meghatározása	17
4.1.3 Elemanalitikai vizsgálatok mintaelőkészítése	17
4.1.4 Dúsulási tényező (EF- enrichment factor).....	18
4.2 Alkalmazott mérés technikák	18
4.2.1 Gyorsítós tömegspektrométer (AMS)	18
4.2.2 Induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria (ICP-OES)	19
4.2.3 Mikrohullámú plazma atom emissziós spektrometria (MP-AES).....	19
4.3. Adatfeldolgozás.....	20
4.4. Mintavételi helyek.....	21
4.4.1 Mohos tőze gláp	21
4.4.2 Retyezát-hegység	22
4.5. Mintavétel	27
4.5.1. Mohos-tőze gláp.....	27
4.5.2. Retyezát-hegységi üledék és felszíni (kőzet, talaj és növény) mintavétel	28
4.6. Mintafeldolgozás.....	31
4.6.1. Módszerfejlesztés tőzegek cellulóz tartalmának kinyerésére radiokarbon vizsgálatokhoz.....	31
4.6.2. Felszíni minták (kőzet, talaj és növény) és üledék minták feldolgozása a Retyezát-hegységből.....	33
5. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTÉKELÉSŰK	37
5.1. Mintavételi technika fejlesztése tőzegek vizsgálatához	37
5.1.1. A fúrástechnika hatékonysága.....	39
5.2. Nagyfelbontású kronológia elkészítése a tőzegek cellulóz alapján.....	40
5.2.1. A 2018-as Mohos fúrás kormodellje	44
5.3. Magashegyi tavi üledékek radiokarbon kormeghatározása, kor-mélység modelljei	45
5.3.1. A különböző típusú (szárazföldi makrofosszília, vízi maradvány, üledék frakciók) radiokarbon minták összehasonlítása	51
5.3.2. Ülepedési ráta összehasonlítása más területekről származó üledékekkel.....	52
5.3.3. Az üledékgyűjtő nagyságának és az éghajlat változásának hatása a DT-re ..	54
5.4. A felszíni minták elemösszetételének változásai a tengerszint feletti magasság függvényében	55
5.5. Új paleolimnológiai rekonstrukció az üledék elemösszetétele alapján	62

5.5.1. A Bukura és Gales tavak üledékének geokémiai vizsgálata.....	62
5.5.2. Lokális és regionális környezeti változások rekonstrukciója a Gales- és Bukura-tavi üledékek összetétele alapján.....	70
5.5.3. A Brazi- és Lia-tavak késő glaciális és kora holocén üledékszakasának geokémiai vizsgálata.....	75
5.5.4. Környezetváltozások rekonstrukciója diszkriminancia analízissel	81
6. ÖSSZEFOGLALÁS.....	91
7. SUMMARY	94
8. IRODALOMJEGYZÉK.....	96

Rövidítések jegyzéke

ABA	Sav-bázis-sav kezelés (acid-base-acid)
AMS	gyorsítós-tömegspektrométer (Accelerator Mass Spectrometer)
BP év	Before Present, a konvencionális korszála kezdő pontja AD 1950, ami 0 BP kort jelent
Buk-5	Bukura-tavi üledékminta rövidítése
DA	diszkriminancia analízis
DT	üledési idő (deposition time)
EF	dúsulási tényező (enrichment factor)
Gal-3	Gales-tavi üledékminta rövidítése
ICP-OES	Induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria
kal BP év	kalibrált radiokarbon kor
LDA	lineáris diszkriminancia analízis (linear discriminant analysis)
Lia-1	Lia-tavi üledékminta rövidítése
MP-AES	Mikrohullámú plazma atom emissziós spektrometria
PCA	főkomponens analízis (principal component analysis)
TDB	Taul dintre Brazi tóból vett üledékminta rövidítése
tszf	tengerszint feletti magasság
XRF	Röntgen fluoreszcencia spektroszkópia (X-ray fluorescence)

1. BEVEZETÉS

Napjainkban egyre nagyobb társadalmi figyelmet kap a klímaváltozás folyamata és mindezen túl számos hatása már a mindennapi életben is tapasztalható. A jövőben várható változások mértéke és iránya előre jelezhető a klímamodellek alkalmazásával (Knutti és Sedláček, 2012). Így bizonyos mértékű felkészülést tesz lehetővé a különböző érintett területek számára. A klímaváltozás természetes folyamat, melyet az emberi hatás jelentős mértékben megváltoztat. A múltban lezajlott folyamatok megismerésével bővebb ismeret áll rendelkezésre a klimatikus változások előrejelzésére és a modellek tökéletesítésére (Stocker és mtsai., 2013).

A lápok és a tavak üledékének összetétele megőrzi a keletkezésük idején uralkodó regionális és lokális folyamatok hatásait, ezáltal értékes információkat szolgáltatnak a kialakulásuktól napjainkig bekövetkezett környezeti és klimatikus változások kutatásaihoz. Ezekhez a kutatásokhoz az üledék biotikus összetevői (pl. virágpor, mikro- és makroszkopikus állati és növényi maradványok, faszemek) és abiotikus jellemzők (pl. mágneseles szuszceptibilitás, szemcseméret eloszlás, elemösszetétel, az üledék kora) egyaránt hozzájárulhat. Az őskörnyezeti kutatásoknak számos sarkalatos pontja akad, melyek (1) a mintavételi hely kijelölése, (2) a mintavételi módszer kiválasztása, (3) az üledék korának meghatározása, (4) a klíma rekonstrukcióhoz megfelelő indikátor szervezetek és üledék tulajdonságok azonosítása. Bármelyik lépés hibája téves, ill. nem megfelelő eredményekhez vezethet.

A jelenkori környezeti változások jobb megértéséhez két jelentős időszakot érdemes figyelembe venni. Az egyik a késő glaciális és a kora holocén időszaka, ami körülbelül 20 ezer éve kezdődött és 9 ezer éve fejeződött be (Elias, 2007). Ezt az időszakot hasonló változások (felmelegedések és lehülések) jellemezték, mint a klímamodellek általi jelenkori előrejelzések. A másik jelentős időszak 9 ezer éve kezdődött és napjainkig tart. Ebben az időszakban már intenzíven jelentkeznek és jól tanulmányozhatóak a környezetre gyakorolt emberi hatások is, ilyen tanulmányok Európa több területéről, főként az Alpokból ismeretesek (Ammann és mtsai., 2013a; Brauer és mtsai., 1999; Hajdas, 2008; Ilyashuk és mtsai., 2009).

A Déli- és Keleti-Kárpátok területe sokáig fehér folt volt az őskörnyezeti kutatás térképén, majd a 2007-ben kezdődött PROLONG projekttel (Dr. Magyar Enikő vezetésével) indult az első szisztematikus vizsgálat sorozat. A kutatás során radiokarbon kormeghatározással alátámasztott, őskörnyezeti rekonstrukciót

végeztünk tavi üledékekből, főként a Retyezát-hegység és a Csomád-hegycsoport területéről (Braun és mtsai., 2013; Hubay és mtsai., 2018a, 2018b, 2018c; Karátson és mtsai., 2013; Magyarai és mtsai., 2013, 2006; Tóth és mtsai., 2012).

Dolgozatomban azt vizsgálom, milyen mintatípusok a legmegfelelőbbek a lápok és magashegységi tavak üledékének radiokarbon kormeghatározásához, ill. melyek azok a kémiai elemek, melyek koncentráció változásai az üledékben jelzik az egykori környezeti változásokat, klímaingadozásokat és emberi hatásokat. Céлом volt továbbá megvizsgálni, hogy lehet-e olyan analitikai módszereket kidolgozni, melyek eredményei kiegészíthetik a rutinszerűen alkalmazott öskörnyezeti kutatások módszertanát és alkalmazhatóak az egykori környezeti változások pontosabb meghatározására, valamint a lokális és regionális folyamatok modellezésére.

2. IRODALMI ÁTTEKINTÉS

A klímaváltozások vizsgálata hosszú múltra tekint vissza, azonban a mai napig a technika fejlődésével dinamikusan haladó tudomány. Számos területe közül egyik a paleoklíma kutatás, mely a múltbeli események elemzésével foglalkozik. A paleoklimatikus tanulmányok az éghajlatváltozás tanulmányozását teszik lehetővé, a mérőműszeres vizsgálatokat megelőző időszakokból, melyet közelítő változók (proxy) segítségével, közvetett úton próbálnak leírni (Birks és Birks, 2006; Bradley, 2000). Amennyiben ezekkel a vizsgálatokkal sikerül megérteni a múltbeli klímaváltozások okait és hatásait, előjelezhetővé válhat a klíma jövőben várható természetes változása és adott esetben az antropogén változások is (Bradley és Eddy, 1991).

A lápok és tavak üledékgyűjtőjében évtizedek alatt felhalmozódott rétegek jól alkalmazhatóak a múltbeli kutatásoknál, ezeket a rétegeket alapvetően a tó élőlényeinek maradványai (vízi növények, állatok), ill. a tó környezetéből származó szerves és szervetlen maradványok (alapkőzet, pollen, növényi törmelék, aeroszol, vulkáni hamu, stb.) alkotják (Last és Smol, 2002). Ezek az üledék alkotók közvetett úton leírják az egykori környezeti változásokat, például a vegetáció változását, a csapadék viszonyokat vagy a légkör összetételét (Cohen, 2003). Mivel az üledékekből nem csupán a tóban bekövetkezett változásokra következtethetünk, hanem a tavak és lápok szélesebb környezetéből is információval szolgálhatnak, akár összetettebb képet is tudnak adni egy-egy időszakról, mint például a faévgyűrűk vagy barlangi cseppkövek. Az üledékszelvények feldolgozása során a különböző paleoökológiai vizsgálatok, úgy, mint a geokémiai, pollen analitikai, makrofosszília, kovamoszat vizsgálatok együttes alkalmazásával, komplett környezeti analízis végezhető egy adott területről.

A tavak eredete többféle lehet, mint például a gleccserek nyomán képződött, tektonikus árkokban és a fluviális hatásra keletkezett tavak. A „modern tavak” kialakulásáért nagymértékben a Pleisztocén időszak kiterjedt jégtakarói felelősek. A Föld tavainak többsége a jég felszínformáló hatására alakult ki, ide sorolhatóak a Kárpátok tengerszemei (ilyenek a Retyezát-hegység tavai), melyek a gleccserek vájta völgyekben keletkeztek (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015; Urdea, 2004).

Bár Magyarország területén is számos tó keletkezett a Pleisztocén időszakában (például a Balaton, Velencei-tó), kevés azon tavak száma, melyek egészen napjainkig folyamatos üledék akkumulációval rendelkeznek. Az alföldi

tavakra a gyorsabb feltöltődés jellemző, mint például a hegyvidéki gleccser tavakra. A feltöltődés folyamán a nyílt vízfelületek egyre csökkennek és a növényzet válik uralkodóvá, így alakulnak ki a fertők, mocsarak és lápok. Ez a folyamat játszódott le a romániai Mohos tőzegmohaláp esetében is, mely eredetileg egy vulkáni kráterben keletkezett tó volt, majd tőzegláppá alakult, így üledékgyűjtőjében egyaránt megtalálható a lápra jellemző tőzeg, alatta pedig a tavi üledék.

A tőzegmohalápok megjelenése a holocén kezdetéhez (~ 11 700 évvel ezelőtt), a felmelegedés időszakához köthető. Bizonyos területeken egészen napjainkig bolygatatlanul fenn tudtak maradni. A tőzegmohalápok üledékgyűjtőjében évek alatt egymásra rakódó anyag helyenként akár a 10 – 11 métert is eléri. Ezek kulcsfontosságúak a negyedidőszaki kutatásokban, mivel az üledékgyűjtőjükben felhalmozódott anyag megőrzi a keletkezésekor uralkodó környezet változásait és az üledékek egyes alkotóinak vizsgálatával (^{18}O és ^{16}O arány változás) lehetőséget nyújt akár az egykori hőmérséklet meghatározására is (Barber és Langdon, 2007; Charman et al., 2009). Ezen vizsgálatokhoz különösen alkalmasak az ombrotróf tőzegmohalápok, melyekre jellemző, hogy csupán a csapadékvíz táplálja, felszíni befolyással nem rendelkeznek (De Vleeschouwer és mtsai., 2010). A napjainkig folyamatosan akkumulálódó tőzegen olyan időszak vizsgálatára is lehetőséget adnak, ahonnan már jelenkori közvetlen mérőműszeres adatsorok állnak rendelkezésre, így a közvetlenül mért és a közelítő változók (proxy-k) adataiból származó információk összevethetőek, a közelítő változók validálhatóak és akár a modellezések és előrejelzések is pontosíthatóak. Mindezen felül a tőzegmohalápok kiválóan csapdázzák a levegő részecskéit (porszemcséket, pollent és vulkáni hamut), kiváló lehetőséget adva az iparosodás hatásainak, a növényzeti változásoknak és nehézfém szennyezéseknek a tanulmányozására.

2.1. Mintavétel üledékekből

A paleokörnyezeti rekonstrukciók alapja a mintavétel. Ez kulcsfontosságú, ugyanis megfelelő minőségű és mennyiségű minták szükségesek az időben nagyfelbontású vizsgálatokhoz (De Vleeschouwer és mtsai., 2010).

Különböző üledék mintavevőket ismerünk az 1950-es évektől, és ezek módosított, tökéletesített típusai használatosak manapság. Elvük többnyire egyszerű: egy zárt, általában fém vagy PVC csövet a kívánt mélységig tolnak le az üledékbe, majd a cső nyitásával megmintázzák az adott réteget. A tőzegnél is alkalmazott mintavevők egyik legelterjedtebb fajtája más módon működik. Az „oldalazó” orosz-típus hosszában kettévágott "félcső". Adott mélységben

hosszában féloldalt kinyúlva az anyagot körbevájva veszi a mintát. Ezt a típust először Belekopytov és Beresnevich (1955) tette közzé, majd Jowsey (1966) fejlesztette tovább. Előnye, hogy nagyon könnyen kezelhető, nem kell speciális személyzet hozzá, ill. kevés darabból áll, így könnyen szállítható, akár egy hátizsákban is elfér. Általában fél-, egy méteres minta vételére alkalmas, változó átmérőkkel (~ 28, 50, 75, 100 mm). Hátrányuk, hogy nem mindig biztosítanak tömörödésmentes fúrásmagot, és az üledék vertikálisan keveredhet a mintavétel során.

A másik elterjedten alkalmazott, de valamivel összetettebb típus a dugattyús mintavevő. Ilyen például a Livingstone-típusú, amely egy dugattyúval lezárt csőből áll. Adott mintavételi mélységet elérve a dugattyút felfelé mozgatva történik a mintavétel (Livingstone, 1955). Ezek a nagy teherbírású kézi fúrók 6 méter vagy akár ennél hosszabb folyamatos mag-mintázására is alkalmasak. Elsősorban tavi üledékekre tervezték, de előfordulnak tőzegekhez használatos változatok is. Átmérőjük változó, általában 4-10 cm közötti. A vizsgálatok többségéhez kellő mennyiségű és minőségű minta vehető velük. A tőzeg erős szálainak átvágásához és a tömör tavi üledék mintázásához egyaránt éles vágófelület szükséges, ezt vágóél biztosítja. Számos esetben akár cserjék és fenyőhancs is alkothatja az üledéket. Nagyobb átmérőnél a vágóél mellett szükséges az ún. magfogó (core catcher) alkalmazása, ami a mintavételt követően a csövet lezárja és megakadályozza, hogy a fúrásmag kicsússzon a csőből. Hátrányuk ezeknek a fúróknak, hogy több részből állnak, nehezek, így mintavételi területre juttatásukhoz és használatukhoz több emberre és szállítóeszközre van szükség.

2.2. Üledékek kormeghatározása

Az üledékek kormeghatározásánál a vizsgált anyag korát, keletkezésének időpontját állapítjuk meg, ami közelítőleg tükrözi az üledék felhalmozódásának korát. A különböző területekről származó üledékek, a nagy felbontású kronológia által összevethetőekké válnak. Ezért is mondható, hogy a kormeghatározás, a mintavétel után, a paleo-környezeti vizsgálatok második legfontosabb pillérének tekinthető. Különböző módszerek ismeretesek a minták korának meghatározására, mint például a ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{14}C , lumineszcens kormeghatározás (TL/OSL), varvkronológia, tefra markerek. Ezek a módszerek eltérő időperiódusok mérésére alkalmasak.

Az általam vizsgált üledékek a késő negyedidőszakot tárják fel a Kárpátok területéről (például Lia-tó üledéke 17 000 BP évre tekint vissza; Hubay et al.,

2018a, 2018b). Figyelembe véve a meghatározni kívánt időszakot és a rendelkezésre álló minták típusát, a radiokarbon kormeghatározást alkalmaztuk, ezért ennek a módszernek bemutatására térek ki részletesebben.

A szén több izotópjá ismert a természetben, ezek közül kettő stabil (^{12}C és ^{13}C), míg a C-14-es izotópjá radioaktív. A ^{14}C felezési ideje 5730 ± 40 év, így alkalmazható az elmúlt ~60.000 év vizsgálatainál, ahol megfelelő szerves anyag áll rendelkezésre (Godwin, 1962). A szén 14-es tömegszámú izotópjá a kozmikus sugárzás hatására keletkezik a sztratoszférában, közelítőleg állandó mennyiségben, a következő magreakció szerint:



Az így keletkezett ^{14}C a légkörben oxidálódik és $^{14}\text{CO}_2$ formájában lép be a biológiai szén-ciklus körforgalmába (Libby, 1946). Az anyagcsere folyamatokkal beépülő és távozó radiokarbon az élő szervezetben közel állandó értéket mutat (Vogt és mtsai., 1990). Miután az anyagcsere folyamatok megszűnnek elindul a „radiokarbon óra”, azaz a ^{14}C -atomok száma a bomlástörvénynek megfelelően időben exponenciálisan csökkenni kezd a mintában, hiszen nincs további ^{14}C utánpótlás az anyagcsere révén. Ezt felhasználva egy-egy minta jelenleg mért ^{14}C tartalmából kiszámítható a keletkezésének kora. Minden olyan anyag kora elvileg meghatározható radiokarbon módszerrel, ami a légköri szénnel egykor kapcsolatban volt, mind például a faszén, tőzeg, mag, fa, üledék, talaj, pollen és növényi maradványok (Svingor, 2012).

A paleoklíma kutatások többségénél a kormeghatározást független laboratórium végzi, tehát a kiválasztott mintákat elküldik kormeghatározásra, majd feldolgozás után visszaérkezik az eredmény. Abban a szerencsés helyzetben voltam, hogy már a kutatás egész korai időszakában lehetőségem volt nem csupán a kormeghatározásra szánt minták kiválogatásában részt venni, hanem egyaránt a mintaelőkészítés és mérés folyamatát is megtanulni a debreceni Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központban (IKER), ahol 2011-ben került beüzemelésre egy MICADAS típusú gyorsító tömegspektrométer (AMS, Molnár et al., 2013a, 2013b). A gyorsító-tömegspektrométerek (Accelerator Mass Spectrometer: AMS) megjelenése hatalmas lépést jelentett a radiokarbon mérés területén. Ez a technológiai fejlődés lehetőséget ad a $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arány közvetlen mérésére az 1970-es évek végétől kezdődően (Muller, 1977; Nelson és Korteling, 1976). Korábban szinte minden laboratórium a hagyományos aktivitás mérésen alapuló technikákat alkalmazta (folyadék szcintillációs számláló (LSC), gáztöltésű proporcionális számláló (GPC)). Ezeknek a módszereknek a hátrányát a nagy mennyiségű (több gramm) mintaigény jelenti. Az AMS módszerrel jelentősen csökkent a szükséges mintamennyiség, ugyanis egy méréshez akár

0,01-1 mg szén elegendő. Ugyanakkor ez a technológiai fejlődés egyaránt szükségessé tette a mintaelőkészítések kis mennyiségekhez való adaptálását, mivel ilyen kis mintamennyiségeknél kevés szennyező mintához keveredése is problémát okozhat (Molnár és mtsai., 2013a; Morgenroth és mtsai., 2000; Ruff és mtsai., 2010; Santos és mtsai., 2007). Ezért a mérést megelőző mintaelőkészítésre is jelentős hangsúly helyeződik.



Preparálatlan növényi minta



Kémiai preparálás



Alumínium grafit tartó a bepréselt mintával

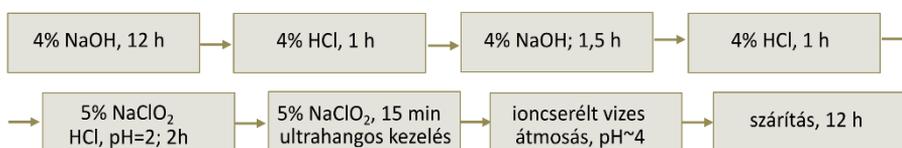
1. ábra A radiokarbon mintaelőkészítés fontosabb lépései

A mintaelőkészítés célja a minták szén-tartalmának kinyerése és tiszta grafit céltárggyá alakítása (1. ábra). Ehhez szükséges a szennyezők eltávolítása a vizsgálandó anyagról, mivel ezek a minták általában valamilyen hordozó közegből (talaj, homok), eltemetődésből kerülnek elő, ami a minta felületére tapadhat és pórusait átjárhatja a talajvízzel (humuszos szennyezők), így a minta eredeti széntartalmán túl más forrásból származó ^{14}C -el szennyezhetik a mintát. Az előkészítés fő lépései a minták mechanikai- (hordozók eltávolítása, tisztítás, aprítás, szitálás) és kémiai kezelése. A szerves szilárdfázisú minták esetében egy sav-bázis-sav (acid-base-acid, ABA) kezelés történik, mely során eltávolításra kerül a felületre kivált karbonát, majd a humuszos szennyezők kivonása következik és végül stabilizálás enyhén savas közegben. Itt nem térek ki a karbonátos és vízminták előkészítésére, mivel ilyen típusú minták nem voltak a dolgozat alapjául szolgáló vizsgálatokban.

Bizonyos esetekben célszerű a minta speciális komponensének kivonása, így biztosítható, hogy valóban a minta eredeti széntartalma kerül mérésre, egyéb utólagosan beépült szennyezőktől mentesen. Ilyen módszer a fák esetében alkalmazott cellulóz kivonás (Nemec és mtsai., 2010), ahol a hagyományos sav-bázis-sav lépéseket megelőzi egy lúgos feltárás, az alkoholok, fenolok és karboxil csoporttal rendelkező szennyezők eltávolítására. Így a cellulóz jobban

hozzáférhető lesz. Valamint további lúgos fehérítési lépéssel egészül ki az ABA feltáráshoz képest (2. ábra).

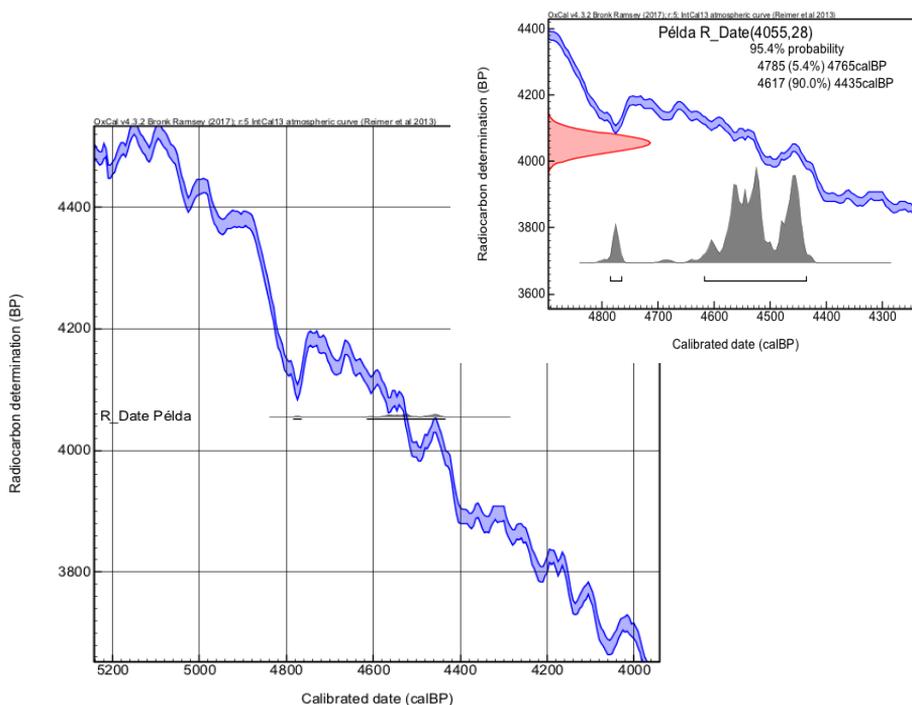
A kémiai tisztítást követően a minták széntartalmának kivonása következik, amit általában szén-dioxiddá alakítanak égetéssel vagy savas feltárással. Az AMS műszer szilárd és gáz minták mérésére egyaránt alkalmas. A szilárd mérésekhez grafit céltárgyat készítenek a kivont szén-dioxid gázból, melyet alumínium tartóba préselve juttatnak a műszerbe (1. ábra). Gáz-ionforrással kiegészítve az AMS műszert, közvetlenül a tiszta szén-dioxid gázból is végezhető a ^{14}C mérés, így nincs szükség további preparálásra, illetve lehetőséget ad mikro minták (<50 μg szén) mérésére.



2. ábra A cellulóz kivonás módszerének lépései Némec et al. 2010 és Molnár et al. 2013 alapján. A kiindulási minta mennyiség 20-30 mg (ez fa esetére vonatkozik), a kezelések 75°C -on végezzék és minden lépést ioncserélt vizes átmosás követ semleges pH-ig.

A mért radiokarbon adatokat általában konvencionális radiokarbon korként tüntetik fel, jelölése BP (Before Present), melynél a konvencionális korszak kezdő pontja AD 1950, ami 0 BP kort jelent, melyet Libby-kornak is neveznek. Az így kiszámolt koradat nem függ attól, hogy a mérést mely évben végezték. A radiokarbon alkalmazhatóságát kormeghatározáshoz az az alapvető feltételezés adta, mely szerint a ^{14}C aránya a légkörben állandó volt. A későbbi vizsgálatokkal azonban hamar kiderült, hogy számos lehetséges oka van a radiokarbon mennyiségi változásainak a légkörben, ami a keletkezésének körülményeiből adódik, mint például a kozmikus sugárzásban bekövetkező változások, geomágneses tér változásai, földi C-ciklus ingadozásai, klimatikus hatások illetve a modern időkben a mesterséges hatások, mint például a nukleáris fegyverek tesztelése és az atomlétesítmények (Hua és mtsai., 2013, 2009; Muscheler és mtsai., 2004). Ezért szükséges az adatok kalibrálása (3. ábra), mely alapján figyelembe vehetőek az egyes időszakok eltérő légköri ^{14}C koncentrációi, ehhez ún. kalibrációs görbéket alkalmaznak (Reimer és mtsai., 2009, 2004). A kalibrációs adatbázis elkészítéséhez olyan anyagokat vizsgáltak, melyek datálására más módszer is rendelkezésre állt, mint például a dendrokronológia. Az

első ilyen adatbázist a világ különböző pontjairól származó fák radiokarbon összetételének vizsgálatával állították össze, az elmúlt ~11 400 BP évre vonatkozóan (Stuiver és Reimer, 1993; Stuiver és Polach, 1977). Később kiegészítették 0 és 50 000 BP°év időszakokra korallokon végzett $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ és ^{14}C mérésekkel (Fairbanks és mtsai., 2005), barlangi cseppkő mérésekkel a 28 000 BP év és 44 000 BP év időszakra (Hoffmann és mtsai., 2010), valamint a Suigetsu-tó laminált (varv) üledék méréseivel. Ezzel egészen 52 800 BP évre nyúlik vissza a kalibrációs idősкала (Kitagawa és Plicht, 2006; Ramsey et al., 2012). A kalibrációs görbéknel fontos figyelembe venni, hogy az eltérő környezeti körülmények miatt különböző görbét alkalmazunk a tengeri és szárazföldi minták esetében, ill. az északi és déli féltekéről származó minták esetében is. A kalibrációs görbék aktuális verziói az IntCal13, SHCal13 és Marine13 (Reimer és mtsai., 2013a), használatukat többféle szoftver segíti, például a CALIB 7.0.4 (Stuiver és Reimer, 1993) vagy az OxCal 4.3 (Ramsey, 2009).



3. ábra Példa egy mért radiokarbon kor (4034 ± 28) kalibrálására 2σ tartományban

A mintaelőkészítés és mérés sikeressége leginkább a radiokarbon vizsgálatra kiválasztott anyag minőségétől függ. Annak ellenére, hogy a tavi üledékek radiokarbon kormeghatározása széleskörűen – szinte a radiokarbon

alkalmazásának kezdetétől – elterjedt, bizonyos klimatikus és környezeti változásokkal jellemzett időszakok kormeghatározása a magashegységi (kis szervesanyag-tartalmú környezetből származó) mintákon, számos problémát vet fel mind a mai napig (Andree és mtsai., 1986; Grimm és mtsai., 2009; Wohlfarth és mtsai., 1998). Kihívást jelent megtalálni azt a szervesanyagot, mely a legbiztosabban adja meg annak a rétegnek a korát, melyből származik (Howarth és mtsai., 2013; Walker és mtsai., 2001). A tanulmányok többsége főként a szárazföldi (terresztris) makrofossziliákat tartja a legmegfelelőbbnek a radiokarbon vizsgálatokhoz, mivel ezek fotoszintézis útján a légkörből építik fel szöveteiket (Turney és mtsai., 2010). A szerves anyagban gazdag, holocén üledékeknél nem jelent problémát megfelelő mintát találni. Azonban helyenként az üledékek kevesebb mint 4% szervesanyaggal rendelkeznek és a makrofossziliák konzerválódása sem mindig tökéletes. Ilyen esetekben más, rezisztensebb képletek (például pollen) kivonása szükséges az üledékből. Kerülendő a vízi szervezetek felhasználása radiokarbon kormeghatározásra, ezeknél ugyanis többféle hatás is befolyással lehet a szövetek $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányára. A dolgozatban bemutatom, hogy a Retyezát-hegység tavainál milyen mintatípusokat alkalmaztunk szárazföldi makrofossziliák hiányában és milyen problémák vetődtek fel a kis szervesanyag-tartalmú üledékek kormeghatározásánál.

A tőzegmohalápok üledéke - a kormeghatározás szempontjából - teljesen eltér a tavi üledéktől, így a radiokarbon korolása is más mintatípusokkal történik. A korábban alkalmazott radiometrikus ^{14}C méréseknél nagy mennyiségű anyagra volt szükség a tőzegen kormeghatározásához, ezért általában a teljes „bulk” üledék került feldolgozásra. Ez azonban számos esetben problémát okozott, mivel az így vett minta lenyúló rögzítő fonalakat is tartalmazhat, melyek fiatalabb növényektől származnak (Shotyk és mtsai., 2001). Ezek a módszerek a gyorsító tömegspektrométerek (AMS) alkalmazásával finomíthatóak, ugyanis akár az üledék kis komponense (tőzegen levélkéi) elegendőek egy-egy vizsgálat elvégzéséhez. Bár számos korábbi tanulmány foglalkozott a tőzegen korolásával még mindig eltérnek a vélemények arról, mi a legmegfelelőbb szerves összetevő, mely alkalmazható a radiokarbon meghatározásoknál. Bizonyos tanulmányok javasolják a lenyúló rögzítő fonalak eltávolítását (Törnqvist és mtsai., 1992), illetve adott *Sphagnum* fajokon (Kilian és mtsai., 1995; Oldfield és mtsai., 1997) történő vizsgálatot. Míg mások a humin és humusz frakciók (Bartley és Chambers, 1992; Brock et al., 2011) alkalmazását javasolják. A korábbi tanulmányok alapján látható, hogy még számos kérdés felmerül a tőzegen korolásával kapcsolatban. Dolgozatomban a tőzeg cellulózának kivonását és előkészítését mutatom be radiokarbon kormeghatározáshoz.

2.3. Kor-mélység modellek

A környezetkutatásoknál törekednek arra, hogy a vizsgált területek regionális és globális szinten is összevethetőek legyenek, ezért szükségesek a nagyfelbontású kronológiák. Mivel a jelentősebb környezeti változások akár évszázados és évtizedes időperiódusokban mérhetőek, ezért szükséges a kormodelleknél <500 éves bizonytalanságra törekedni. Ehhez nem csupán a kellő számú mért ^{14}C koradat szükséges, hanem az üledék típusának és a rendelkezésre álló adatokhoz megfelelő kor-mélység modellek. A napjainkban legelterjedtebb kor-mélység modellek Bayes-statisztikán alapulnak és Markov-lánc Monte Carlo (Markov Chain Monte Carlo, MCMC) módszert alkalmaznak. Hogy miért szükséges ilyen statisztikai analízisen alapuló módszerek alkalmazása, három pontban fogalmazható meg: 1) mivel nagyszámú ^{14}C mérést kell együttesen figyelembe venni, 2) mert a ^{14}C koradatok valójában izotóp arány mérések, melyek korként való kezeléséhez a kalibrációs görbéket alkalmazva statisztikai analízis szükséges, és 3) mivel a kalibrált ^{14}C korok valószínűségi eloszlása nem szimmetrikus, ezért a klasszikus statisztikai módszerek nem alkalmazhatóak (Ramsey, 2009).

A kor-mélység modellekkel célunk az üledékszelvény elérni kívánt időbeli felbontás által meghatározott mélységpontjaihoz hozzárendelni a legvalószínűbb kort. Ehhez egy *a priori* modellt állítunk fel az információk alapján, amit a rendszerről előzetesen tudunk, mint például az ülepedékelhalmozódási sebesség és mélység adatok. A valószínűségi (*likelihood*) információkat pedig azok az adatok hordozzák, melyeket a mérésekkel szereztünk. Az előzetes ismereteket figyelembe véve a Bayes módszerrel meghatározzuk az *a posteriori* valószínűségi-sűrűségfüggvényt (Ramsey, 2008). Ezeknek a komplex számításoknak az elvégzéséhez különböző számítógépes programok nyújtanak segítséget, melyeket kifejezetten kor-mélység modellezéshez fejlesztettek. Ilyenek például a BACON 2.2 (Blaauw és Christen, 2011) és az OxCal 4.3 (Ramsey, 2009). Ezek a programok a kalibrációs görbéket is magukba foglalják, tehát bemenetként a mért ^{14}C adatot adjuk meg.

2.4. Az üledékekre jellemző szervesanyag-tartalom és geokémiai összetétel felhasználása a klímakutatásban

A tavak és lápok üledékét a vízgyűjtő területükről bemosódó, a lejtők alapkőzetéből származó anyagok, a szél által szállított pollen és porszemcsék, valamint a tóban élt szervezetek együttesen alkotják. A tavak és lápok üledékének szervesanyag-tartalma és geokémiai összetétele indikátorként szolgálhat a lokális és regionális környezeti változások rekonstruálásához, egyaránt információt nyújthat az emberi hatás változásairól, az erdőirtások detektálásával, a talajműveléssel kapcsolatos talaj stabilitás és eróziós folyamatokon keresztül (Bernasconi és mtsai., 1997; Dean, 1999; Kylander és mtsai., 2011; Meyers, 1997; Veres és mtsai., 2009). A környezetben bekövetkezett változások hatással vannak az üledékgyűjtő területéről a tóba jutó litogén elemek transzportjára. A meleg időszak alatt, a hőmérséklet növekedésével, a kémiai mállás folyamata felgyorsulhat (White és mtsai., 1999) és a sűrűbb vegetációs borítottság, stabillá váló talaj csökkenti a fizikai mállást (Kauppila és Salonen, 1997). Ezzel ellentétben a fizikai mállás folyamata a hideg időszakokra jellemző, amikor csökken a vegetációs borítottság és nagyobb mennyiségű törmelék, szervesanyag szállítódik az üledékgyűjtőről a tómederbe. A mállási folyamatok mértékét elsősorban a csapadékmennyiség, hőmérséklet, az alapkőzet és az idő befolyásolják.

Az üledékek szervesanyag-tartalma a tóban és a tó környezetében valaha élt szervezetek összességéből származik. A tavi szervesanyag-tartalom nagyrészt növényi maradványok alkotják, az csupán kis százalékban állati eredetű (Meyers és Lallier-Vergès, 1999). A szervesanyag-tartalom jól jellemzi a környezetváltozásra bekövetkező különböző biogeokémiai folyamatokat, mint a talaj kémiai és ásványtani átalakulása, növényzeti zónák elhelyezkedése. Jól alkalmazható az azonos területről származó átlapoló fúrásanyagok korrelálására (Hilary H Birks és Birks, 2006). A talajosodás megindulásával ezzel egyidőben a növényzet megjelenésével jelentősen változik az üledékek szervesanyag-tartalma. Ezek a paleoökológiai szempontból fontos időszakok határolhatóak el az üledék szervesanyag vizsgálatával. A gleccser tavak keletkezésének időszakában nagyon alacsony (0,1 – 10%) szervesanyag-tartalom mérhető, ami a pedogenetikus és mállási folyamatokkal akár 60-90%-ra is nőhet.

A tavi üledékek kémiai összetétele számos tényezőtől függ és folyamatosan változik, úgy mint az alapkőzet összetétele, a vízgyűjtő terület mállása és az üledékképződés (Boyle, 2001). Eredetük szerint két nagy csoportba sorolhatók a

tavi üledékek komponensei: 1) *autochton anyagok*: ezek az anyagok a tóban keletkeznek, 2) *allochton anyagok*: a vízgyűjtő területen keletkeznek vagy keletkeztek és erózió, vízfolyások vagy szél által kerülnek a tóba. A tavi üledékeken végzett kémiai analízissel az üledékek komponensei elkülöníthetők, így tanulmányozható a tó fejlődésmenete, valamint a vízgyűjtő területen végbement környezetváltozások. (Bengtsson és Enell, 1986; Boyle, 2001; Engstrom és Wright, 1984). A paleokörnyezeti tanulmányoknál alkalmazott ún. „bulk” (teljes) üledék analízist az ásványos és szerves üledék frakciók vizsgálatára alkalmazzák, mely mellőzi a különböző üledék komponensek elválasztását (Jones és Bowser, 1978).

Az üledékek szervesetlen analitikai vizsgálatában széleskörűen a spektroszkópiai módszerek terjedtek el. Ezekhez az ún. hagyományos módszerekhez szükséges a minták feldolgozása, előkészítése, mely sokszor roncsolással jár.

Az utóbbi években előszeretettel alkalmazott viszonylag új, roncsolásmentes anyagvizsgálati módszer a pásztázó röntgen fluoreszcencia spektroszkópia (X-ray Fluorescence (XRF) Core Scanner), mellyel költség és időhatékonyan elemezhetőek az egyes üledékek.

A módszer legnagyobb előnye a hagyományos geokémiai analízisekkel szemben, hogy az elemösszetétel meghatározását közvetlenül a félbe vágott fúrásmagból végzi, bármilyen előkészítés nélkül. Akár 200 µm felbontásban is képes a módszer elemezni az üledékeket, lehetővé téve ezzel a rövid ideig tartó, gyors változások detektálását is (Croudace és mtsai., 2006; Weltje és Tjallingii, 2008). Mivel ez a módszer nem igényel különösebb mintaelőkészítést, mégis nagyfelbontású analízist tesz lehetővé, szinte verhetetlen a hagyományos, korábban alkalmazott módszerekkel szemben, még hátrányai ellenére is. Ilyen például, hogy nem alkalmas az üledék különböző komponenseinek elkülönítésére, így alkalmazásával teljes üledék analízist kapunk. Valamint az XRF mérésekkel kapcsolatban még jó néhány fontos kérdés megoldásra vár, például a kalibrációja, melyet számos zavaró tényező befolyásol, mint pl. a magas szervesanyag- és víztartalom.

Másik jelentős hátránya, hogy az XRF-el mért elem intenzitások átszámítása elem koncentrációkká meglehetősen problémás, ami a minta inhomogenitásából (mint a változó víztartalom és szemcseméret összetétel) eredő nehezen körbehatárolható geometriából, a kettévágott felszín egyenetlenségeiből adódik. Ezért sok esetben az eredmények a beütésszámmal (vagyis az időegység alatt adott területről detektálható beütések számával) vagy a beütések arányával vagy az elemek intenzitásával vannak feltüntetve (Weltje és Tjallingii, 2008).

Különböző kalibrálási módszereket igyekeztek bevezetni, hogy az eredmények kvalitatív módon értékelhetőekké váljanak.

Mivel kevés „hagyományos” módszerrel végzett szervetlen geokémiai vizsgálat ismeretes az Alpok és Kárpátok más területeiről, az összevethetőség érdekében vizsgálataimnál a teljes analízist részesítettem előnyben.

3. CÉLKITŰZÉSEK

Kutatásaim céljai a következők voltak:

1. Lápok és magashegységi tavak üledékmintavételi módszereinek tökéletesítése.
2. A tőzegmohalápok és magashegyi tavi üledékeken végzett radiokarbon kormeghatározási módszer fejlesztése, elsősorban a meghatározáshoz használható fosszília kiválasztási stratégiájának, a minták preparálási módszerének jobbítása. Üledékképződési ráták becslési módszereinek vizsgálata.
3. A nagyfelbontású üledékvizsgálatokhoz szükséges elemanalitikai- és mintaelőkészítési módszerek kidolgozása. A Déli-Kárpátokból származó négy tó (Taul dintre Brazi, Gales, Lia, Bukura), valamint a Mohos-láp (Keleti-Kárpátok) fúrásmintáinak szervesanyag-tartalom meghatározása.
4. A geokémiai vizsgálatok eredményeinek sokváltozós statisztikai értékelése, majd ez alapján a kimutatható környezeti és klimatikus változások rekonstrukciója.
5. A lokális és regionális események és a globális változások azonosítása az üledékben. A kor-mélység modellek és a nagyfelbontású geokémiai elemösszetétel alapján elkészíthető klímátörténeti rekonstrukciók tesztelése.
6. Annak vizsgálata, hogy az elemösszetételből nyerhető információ mennyiben egyezik és milyen új lehetőséget nyújt a környezetváltozások rekonstrukciójában. Ehhez figyelembe tudjuk venni az ugyan azon fúrásanyag analíziséből származó paleoökológiai és paleolimnológiai eredményeket. Az eredményeket összevetem más területekről (pl. Grönland, Alpok) származó klímarekonstrukciókkal.

4. ANYAG ÉS MÓDSZER

4.1. Vizsgálati módszerek

4.1.1 Szerves szilárd minták előkészítési módszere ¹⁴C méréshez

A radiokarbon mérést megelőzően a mintákon mechanikai és kémiai preparálást végzünk. A mechanikai előkészítés során igyekeztem kiemelni a mintát a hordozó közegből (üledék, homok), megfelelő méretre vágni. Mikroszkóp alatt vizsgáltam a felületét és fotót készítettem róla. Nedves szitálással elválasztottam a szükséges frakciókat. A kémiai preparálás során szerves szilárd fázisú mintáknál általában egy sav-bázis-sav (acid-base-acid, ABA) kezelés történik (Jull et al., 2006), melynek során előbb 1 mol/dm³ koncentrációjú sósavat-t adunk a mintához, majd dekantálást követően folyamatos „átmosást” végzünk ioncserélt vízzel semleges pH-ig. Ezt követően 1 mol/dm³ koncentrációjú nátrium-hidroxid oldat kerül a mintára, majd újra ioncserélt vízzel mossuk át semleges pH-ig és végül 1 mol/dm³ koncentrációjú sósavat adunk hozzá. A kezeléseket 70°C-on végezzük. Ezt követően újra dekantáljuk és átmoszuk a mintát ioncserélt vízzel 4-5 pH-ig. Minden lépésnél szénmentes ioncserélt vizet alkalmazunk. Az enyhén savas mintát fagyasztva szárítottam.

Ezt követően égetéssel CO₂-ot állítottam elő a mintákból, melyhez a minták típusától függően többféle módszert alkalmaztam. Az egyik a zártcsöves égetés volt, ahol MnO₂ reagens jelenlétében zárt üveg csövekben 550°C-on elégettem a mintákat (Janovics és mtsai., 2018) és speciálisan erre a célra kialakított rendszeren kriogenikusan tisztítottam a keletkezett gázt. Ezt a módszert a tőzegek, túlevelek és makrofossziliák esetében alkalmaztam. A „bulk” üledékeknél oxigén gáz jelenlétében történő két lépcsős égetést végeztem. Ezt a módszert a Gales és Lia magas szervesanyag tartalmú késő glaciális üledékeinél alkalmaztam, hogy elkerüljem az agyag frakcióból magasabb hőmérsékleten kiszabaduló CO₂ zavaró hatását (McGeehin és mtsai., 2001). A két lépcsős égetésnél első lépésben szabályozható kemencével 400°C-on történt a minta égetése („LT”, low temperature), majd ezt követően emeltük a hőmérsékletet 800°C-ra („HT”, high temperature). Míg az üledék frakciók esetében réz-oxid reagens mellett lánggal égettem el a mintát. Az utóbbi két esetben egy speciálisan erre a célra kialakított üveg vákuum rendszeren történt az égetés, majd ugyanitt a keletkezett gázt kriogenikusan tisztítottam, mivel a minta

oxidációjakor víz, nitrogén-oxid, illékony vegyületek és kén-dioxid keletkezhet (Molnár és mtsai., 2013a; Újvári és mtsai., 2014).

Utolsó lépésként az így keletkező tiszta szén-dioxidból grafitot állítottam elő, ehhez a zártcsöves grafitizálási módszert alkalmaztam (Rinyu és mtsai., 2013), ahol üvegcsőben titán-hidrid, cink jelenlétében a CO₂ gáz szene grafitná redukálódik vaspapor katalizátor felületén. Az így elkészített grafitokat MICADAS típusú AMS berendezéssel mértem.

A valódi mintákkal megegyezően került preparálásra és mérésre bizonyos számú ismert ¹⁴C aktivitású nemzetközi referencia minta (ezekhez a mintatípusokhoz minden esetben IAEA C9 -fosszilis fa mintát alkalmaztam), mellyel egyaránt a preparálás és mérés körülményeit, tisztaságát ellenőriztem.

4.1.2 Szervesanyag- és víztartalom meghatározása

A paleolimnológiai tanulmányokban elterjedten az izzítási veszteség módszerrel (loss-on-ignition: LOI) határozzák meg az üledékek szervesanyag-tartalmát (Hilary H Birks és Birks, 2006; Dean, 1974; Heiri és mtsai., 2001; Veres, 2002). A mintákat 105°C-os szárítást követően 3,5 centiméter átmérőjű porcelán tégelyben 4 órán keresztül 550°C-on hamvasztottam. A kemence felfűtését lépcsőzetesen végeztem, hogy a minta fokozatosan érje el a hamvasztási hőmérsékletet, megelőzve ezzel a minta szétfröccsenését a szerves anyag hirtelen elbomlásának hatására, illetve a füst és korom képződést. A hamvasztáshoz „Kalória” Hőtechnikai GMK gyártmányú KMM5/1200 típusú kemencét használtam, LT-S/1200 típusú hőmérséklet-szabályozóval. A kapott értékeket a kor vagy mélység függvényében ábrázoltam.

4.1.3 Elemanalitikai vizsgálatok mintaelőkészítése

Az elemanalitikai vizsgálatokat a mintából készített oldatból végeztük, melynek során meghatároztuk a mintákban nagy mennyiségben előforduló makroelemeket (Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Si) és kis mennyiségben jelen lévő mikroelemeket (Sr, Ba, Mn). Ehhez szükséges a minták maradék nélküli oldatba vitele, melyet többféle módszerrel végeztünk.

Az egyik esetben a 105°C-on szárított mintát, atmoszférikus nyomáson történő, nedves roncsolással vittük oldatba. A másik eljárásnál a szervesanyag-tartalmat 550°C-on eltávolítottuk, majd a hamut zárt műanyag edényben savakkal (36% HCl, 38% HF, 4% H₃BO₃) hevítve végeztük a roncsolást. A feltárás

hatékonyságát CRM referencia anyagokkal ellenőriztük (BCR 141, BCR 142, BCR 143 és BCR 176).

Az oldatok elemanalízise induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrométerrel (ICP-OES) és mikrohullámú plazma atomemissziós spektrométerrel (MP-AES) történt.

4.1.4 Dúsulási tényező (EF- enrichment factor)

A dúsulási tényezőt (EF: enrichment factor) általában a felső kontinentális kéreghez viszonyítva alkalmazzák, azonban mivel mindkét tó gránitos alapkőzetben képződött és jól ismert a terület alapkőzetének összetétele (Berza és Tatu, 2002), az alapkőzethez képesti eltérést vizsgáltam. Normáláshoz a titánt választottam, mivel nehezen oldódik, immobilis, hordozó ásványai ellenállnak a mállásnak és nincs jelentős antropogén forrása (Kylander és mtsai., 2011).

Egy adott elemre a dúsulási tényezőt a következő képlet szerint számítottam:

$$EF_{(\text{elem})} = (X_E/Ti_E) / (X_B/Ti_B) \text{ alapkőzet,}$$

ahol X_E a minta elemkoncentrációja, Ti_E a titán koncentrációja a mintában, X_B az alapkőzet elemkoncentrációja és Ti_B az alapkőzet titán koncentrációja.

4.2 Alkalmazott mérés technikák

4.2.1 Gyorsítós tömegspektrométer (AMS)

A radiokarbon méréseket Mini radioCarbon Dating system gyorsítós tömegspektrométeren mértem (MICADAS AMS: accelerator mass spectrometry). Ez a kompakt, korábbi társaihoz képest jóval kisebb és földpotenciálon lévő berendezés kimondottan ^{14}C mérésre lett kifejlesztve a svájci ETH kutatóintézetben (Zürich) és az új paraméterek könnyebb és stabilabb kezelhetőséget eredményeztek (Synal és mtsai., 2007). Ionforrásként termikusan gerjesztett céziumot használ, melyhez egy maximum 23 minta fogadására alkalmas vákuumtérben működő mintaváltó egység csatlakozik. Egy vákuum izolált ~ 200 kV terminálfeszültségű gyorsítóval működik, mely tandem elrendezésű és külső felülete földpotenciálon van. Gázionizációs kamrában történik a ^{14}C ionok számlálása, mely iso-bután gázt tartalmaz és egy 50nm vastagságú szilícium-nitrid fólia határolja a nagyvákuum tértől.

A MICADAS AMS a $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt is egyidejűleg képes mérni a ^{14}C mérés mellett, ami a radiokarbon kor korrekciójához szükséges. A ^{14}C mérések

normalizálását NIST SRM 4990C Oxálsav II standarddel végezzük. A berendezés háttére ~ 50 000 év BP, fosszilis szénből preparált grafit minta esetén.

A radiokarbon preparálásokat és méréseket minden esetben az MTA Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központjában (IKER), Debrecenben végeztem. A laboratórium nemzetközi azonosítója a „DeA”-kód, ami a mérési eredmények feltüntetésénél szerepel.

4.2.2 Induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria (ICP-OES)

A minták elemanalízisét Spektroflame típusú induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrométerrel (ICP-OES) végeztem. A mintabevitel oldatos formában történt. A fluoridosan feltárt mintákhoz hasonlóan a kalibrációs standard oldatok elkészítésénél is 4%-ra állítottam be a bórsav koncentrációját. A mintabevitel perisztaltikus pumpával történt és fluorid rezisztens porlasztót alkalmaztam a mérés során. Ennél az ICP-OES-nél az optika elrendezése Paschen-Runge rendszerű, a készülék radiálisan működik.

4.2.3 Mikrohullámú plazma atom emissziós spektrometria (MP-AES)

A minták elemanalíziséhez az ICP-OES mellett Agilent gyártmányú mikrohullámú plazma atom emissziós spektrométert (Agilent MP-AES 4100) is alkalmaztam. A jóval régebb óta ismert és elterjedten használt ICP-OES műszerekhez képest érdekessége és egyben költséghatékonysága is abban rejlik, hogy a levegő nitrogénjét használja fel plazmagázként. Másik eltérése még, hogy mágnesesen gerjesztett mikrohullámú plazmaforrása van, melynek hőmérséklete alacsonyabb a hagyományos induktívan csatolt plazmákhoz képest (5000-6000 K). A plazma radiális irányú, míg a megfigyelés axiálisan történik.

A mintákat nedves fluoridos roncsolással tartam fel, a mérések itt is oldatos formában történtek. Az MP-AES méréseknél elvégeztem a megfelelő hullámhosszak kiválasztását az elemzésekhez, a zavaró hatásokat, ill. érzékenységet figyelembe véve. Az MP-AES 4100 készülék szekvenciálisan működik, tehát az elemek meghatározása sorban, hullámhossz szerint növekvő sorrendben történt.

4.3. Adatfeldolgozás

A mért radiokarbon adatok kalibrálását a CALIB 7.1 programmal (Stuiver és Reimer, 1993) végeztem el, minden adatot 1950-re kalibráltam (Before Present, 0 cal BP = AD 1950). A kalibrált kor adatokat 95% és 65%-os valószínűségi tartományban adjuk meg, ezek a 4. és 5. táblázatban találhatóak meg.

Azoknál a radiokarbon méréseknél, ahol azonos mélységből több mért radiokarbon adat állt rendelkezésre, a CALIB 7.1 program (Stuiver és Reimer, 1993) „test sample significance” funkció segítségével vizsgáltam, hogy két minta mennyire értékelhető azonosként (Ward és Wilson, 1978).

A kor-mélység modellek CLAM v 2.1 (Blaauw, 2010) és BACON (Blaauw és Christen, 2013) programokkal készültek. Mindkét szoftver az R statisztikai program (R Development Core Team, 2010) csomag alatt fut és Bayes-féle statisztikát alkalmaz. Ezek a programok tartalmazzák a kalibrációs görbéket, tehát csak a megfelelő görbe kiválasztása szükséges és a mért adatok megadása, nincs szükség az adatok előzetes kalibrálására.

A statisztikai számításokat SPSS/PC+ (Norusis, 1990), CANOCO for Windows 4.5 (ter Braak és Smilauer, 2002) és PAST (Hammer és mtsai., 2001) programcsomagok segítségével végeztem. A felszíni és üledék minták eredményeinek értékelésénél főkomponens elemzést (*principal components analysis*, általános rövidítéssel: PCA) alkalmaztam. Ezzel a többváltozós statisztikai módszerrel célunk a rendelkezésünkre álló nagy számú adatsorból meghatározni a változók közötti összefüggéseket. A PCA analízissel a több független változót korrelációjuk alapján kisebb számú főkomponens változókká alakítjuk, a lehető legtöbb variancia (információ) megőrzése mellett. A PCA analízishez az adatokat logaritmikusan transzformáltuk ($x_i^* = \lg(x_i + 1)$; (Aitchison és James, 1957)). Az analízist korrelációs mátrixból végeztük.

A klasszikus lineáris diszkriminancia analízist (*linear discriminant analysis*, általános rövidítéssel: LDA) alkalmaztam, hogy az üledékek elemösszetétele alapján meghatározzam, milyen időszakban (felmelegedés, lehülés) keletkezett. Az LDA analízissel több kvantitatív változó együttes figyelembevételével két csoport választható szét. A PCA-tól eltérően, ami az objektumokat egységes csoportként kezeli és legfeljebb a változóknál tesz két csoport között különbséget, az LDA esetében van egy előzetes, *a priori*, külső szempont szerinti csoportba sorolás. Célunk a csoportosítás pontosságának mérése és megállapítani, hogy van-e szignifikáns különbség a csoportok között a becsülő változók alapján. Ebben az esetben a csoportokon belüli varianciát minimalizálni igyekszünk. Minden megfigyelési egységre közös diszkriminancia-

egyenlettel egyedi Z-értéket, diszkriminanciaváltozót számítunk, tehát minden egyes mintáról megállapítható, hogy milyen valószínűséggel tartozik egyik vagy másik csoportba. Az alkalmazott egyenlet:

$$D = b_0 + b_1C_1 + b_2C_2 + \dots + b_iC_i + \dots + b_pC_p,$$

ahol b_0 = konstans,

- $b_1, b_2, b_3, \dots, b_i, \dots, b_p$ = diszkriminancia-koefficiens (nem standardizált érték),

- $C_1, C_2, C_3, \dots, C_i, \dots, C_p$ = a megfigyelt független változó (a logaritmikusan transzformált elem koncentráció).

A geokémiai koncentrációkra meghatároztam az üledékszervényekben elkülöníthető jellegzetes zónákat a PSIMPOLL 4.27 (Bennett, 2007) program CONISS csoportanalízis segítségével. Az egyes zónák általános elemösszetételét leíró statisztikai módszerekkel határoztam meg.

4.4 Mintavételi helyek

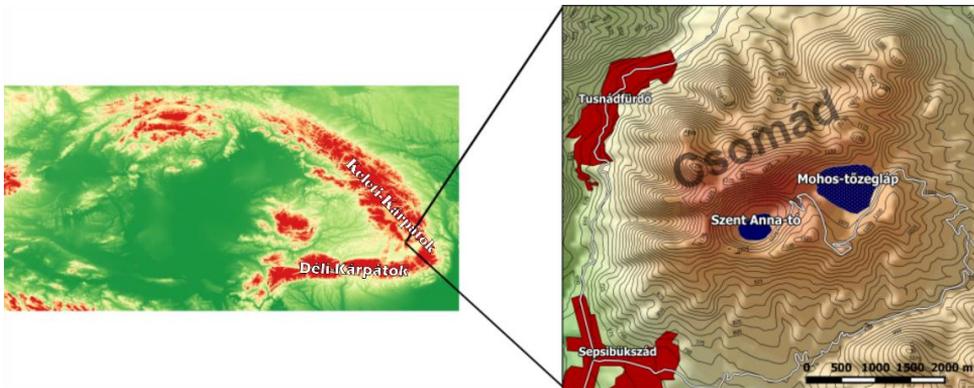
4.4.1 Mohos tőzegláp

A Keleti-Kárpátok, Csomád tűzhányó lávadómkomplexuma (4. ábra) több szempontból is izgalmas terület, úgy a későglaciális és holocén időszak környezet változásainak kutatásában, mint vulkanológiai szempontból. A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb tűzhányójaként jegyzik (Harangi és mtsai., 2015; Karátson és mtsai., 2016), melynek idősebb explóziós kráterében keletkezett a Mohos tőzegláp (46°8'3.60"É, 25°54'19.43"K, 1050 tszf., területe 80 ha). Az utóvulkáni tevékenységek a mai napig megfigyelhetőek a területen, gáz feláramlások (mofetták, szolfatárak) és ásványi források formájában (Túri és mtsai., 2016).

Az idősebb kráterben, a jelenlegi tőzegláp területén, előbb tó keletkezett, mely fokozatosan alakult át a jelenlegi tőzegmoha láppá, így a korábbi tavi üledék is megtalálható a több méternyi, folyamatos tőzeg réteg alatt. Az üledékgyűjtőben kialakult tőzeg jó időbeni felbontást tesz lehetővé a klimatikus változások rekonstrukciójához.

Jelenleg a területet tájvédelmi körzetként kezelik és biztosítják a reliktum, jégkorszaki növény- és állatfajok védelmét. A tőzeglápot részben erdeifenyő (*Pinus sylvestris*), szőrösnnyír (*Betula pubescens*) valamint néhány hangaféle (*Ericaceae*) és tőzegmoha (*Sphagnum*) fajok borítják.

Gazdag leletanyagához képest alig néhány negyedidőszaki vegetáció kutatás található az irodalomban a Mohos tőzegláp üledékéből (Pop és Diaconeasa, 1967; Schnitchen és mtsai., 2006; Tantau és mtsai., 2003). Ezek a szerzők a vizsgálataikhoz orosz-típusú fúrót használtak.



4. ábra A Kárpátok hegyvonulata és a Csomád-hegységben található mintavételi terület.

4.4.2 Retyezát-hegység

A Déli-Kárpátok ($45^{\circ}20'$ É, $22^{\circ}23'$ K) Retyezát-hegységében (Zergehavasok, Muntii Retezat) megközelítőleg 58 állandó és körülbelül ugyanennyi időszakos tó található (Jancsik, 2001). Az utolsó eljegesedés során hatalmas hótakaró borította a területet (Vespremeanu-Stroe és mtsai., 2012), majd a visszahúzódó gleccserek nyomán jöttek létre a kisebb nagyobb vízgyűjtők. A gleccserek nyomán keletkezett tavak paleoökológiai szempontból nagyon jelentősek, ugyanis a gleccserek visszahúzódásától napjainkig folyamatos üledékképződés jellemzi őket, mely által egy-egy időszak környezete, annak változásai őrződtek meg (Last és and Smol, 2002).

A Déli-Kárpátok területén számos geomorfológiai jele megtalálható a negyedidőszaki eljegesedésnek (Míndrescu és mtsai., 2010; Reuther és mtsai., 2007; Urdea és mtsai., 2011; Urdea és Reuther, 2009). A Retyezát-hegység északi és déli lejtőin visszamaradt morénákon, az egykori gleccserek több kisebb előrenyomulása és hátrálása látható, melyek korának meghatározása mindmáig tart (Reuther és mtsai., 2007; Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015; Urdea és mtsai., 2011). A rekonstrukciókban a gleccser előrenyomulások több fázisát különböztetik meg (Urdea, 2004). Az új és újra számított in-situ ^{10}Be eredmények szerint a jég maximális kiterjedése a Retyezát-hegység területén megközelítőleg

21 800 – 21 650 éve volt, melyet M1 vagy Lolaia fázisként írnak le, ami összhangban van a kontinens más területeiről leírt utolsó glaciális maximum (LGM: Last Glacial Maximum) idejével (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015). Ekkor a Retyezát-hegység területének mintegy 26,8%-a eljegesedett és a végmorénák egészen az 1035 m tszf magasságig visszanyúltak (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015; Urdea és Reuther, 2009). Ezek az alacsonyabban található területek napjainkban már erdővel borított és erősen erodálódott térszínek. A második legnagyobb kiterjedés a korábbi tanulmányokban M2 vagy Capra-Judele fázisként ismert (Urdea, 2004; Urdea és Reuther, 2009). Az újabb mérések alapján két szakaszra válik. Az M2a szakaszban 1200-1400 m tszf magasságig nyúltak a gleccsnyelvek (19 500 – 17 800 évnél), majd visszahúzódásukat követően még újra előretörték, melyeknek legmarkánsabb nyomai 1600 és 1750 m tszf magasságban tanulmányozható és M2b (16 800 ± 1800 év) szakaszként írják le (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015). A harmadik M3 vagy Stevia fázis során, mely a ¹⁰Be kiterjedési korok alapján 15 900 – 14 400 évre tehető, hatalmas kiterjedésű cirkusz völgyek keletkeztek, ezek helyén találhatóak napjainkban a gleccser tavak, mintegy 1900 és 2000 m tszf magasságban. Az M4 vagy Beagu fázishoz, a legkisebb gleccser kiterjedés tartozik 2100-2150 m tszf magasságban, ennek időszaka a ¹⁰Be kiterjedési korok alapján 14 000 – 13 100 évre tehető. Ekkorra a völgyekben húzódó gleccserek a felmelegedés hatására eltűntek, ezek a kisebb gleccserek valószínűleg a helyi hideg mikroklíma hatására őrződtek meg (Ruszkiczay-Rüdiger és mtsai., 2015). Jelenleg nincs állandó hóval borított terület a Retyezát-hegységben.

A glaciális refúgium szerepre utal a területen fellelhető számos endemikus növényfaj. Jelenlegi vegetáció zónái a következők: 550-700 m között a kevert lombos erdők öve található, 700-1200 m a bükkösök öve, 1200-1800 m lucfenyvesek öve és 1800-2250 m között a cirbolyafenyővel kevert törpefenyves öv (Jancsik, 2001). Elterjedten a lucfenyő (*Picea abies*) és a magasabb régiókban a törpefenyő (*Pinus mugo*) alkotja az erdőállományt, valamint bizonyos területeken alpin rétek és legelők találhatóak ebben a magasságban (erdélyi havasszépe (*Rhododendron myrtifolium*) és fekete áfonya (*Vaccinium myrtillus*) törpecserjékkel). Az alpin és boreális gyepek 2200-2500 méteren találhatóak.

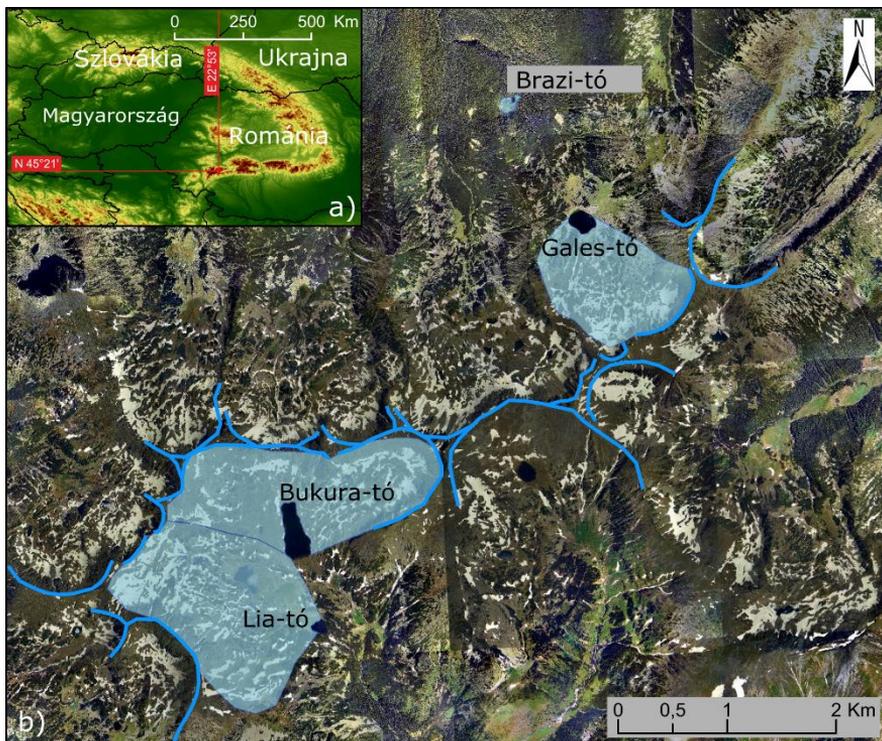
A Retyezát-hegység csapadékos terület, 2000 m tengerszint feletti magasságon az átlagos éves csapadék mennyiség 1100-1400 mm. A hóborítottság az év 200 napján jellemző, mely január és március között eléri az 1,5-2,0 méteres hóvastagságot (Vespremeanu-Stroe és mtsai., 2012). Mivel a Retyezát-hegység területén nem található meteorológiai állomás a legközelebbi Omu-csúcson (Bucsecs-hegység, 2505 m tszfm) mért adatokat alkalmazzuk erre a területre. Az

éves átlag levegő hőmérséklet, 1959 és 2009 között, -2.3°C volt a mérőállomás adatai szerint.

A Kárpátok területének jellemző alapkőzete a gránit, granodiorit.

A Retyezát-hegység 38,047 hektáros területét nemzeti parkká nyilvánították 1935-ben, valamint a Gemenele 1630 hektáros részt szigorúan védett területként őrzik. Ennek ellenére jelentősen változott az antropogén hatás a területen az elmúlt években, köszönhetően a fokozott legeltetésnek és a turizmus növekedésének (Mountford, 2006). Ami szintén hatással van a vegetáció növekedésére számos más ezen a területen jelentkező hatással egyaránt, mint például a rendelkezésre álló víz limitáltsága. A hőmérséklet az év legnagyobb hányadában megakadályozza a vegetáció növekedését, minimum 6 hónapon keresztül fagyott, hóval borított a terület, ezért a talajra az alacsony szervesanyag-tartalom, kőzettörmelékesesség, alacsony vízmegtartás és magas ásványianyag-tartalom jellemző. A legeltetés és taposás hatására megjelennek ezeken a területeken a nitrogén kedvelő növények, mint például a *Rumex alpinus*, melyek megátolják a területre jellemző *Pinus mugo* fejlődését (Mountford, 2006).

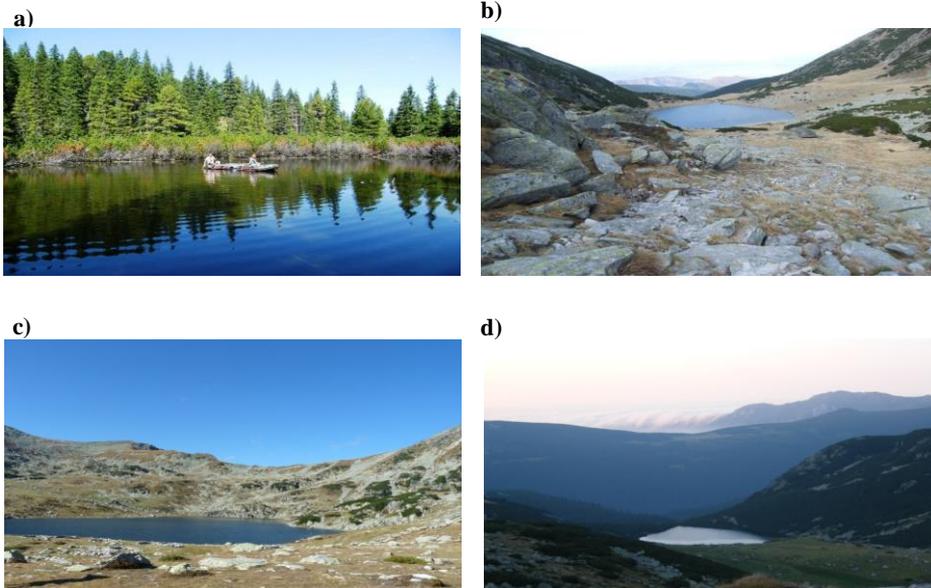
Vizsgálatainkat a hegység négy gleccser tavára (6. ábra) terjesztettük ki. Ebből kettő, a Lia- és Bukura-tó a déli oldalon levő Bukura-völgyben található, míg a Taul dintre Brazi és Gales-tó a hegység északi részén lévő Gales-völgyben fekszik, különböző tengerszint feletti magasságokban (5. ábra).



5. ábra a) A Kárpátok-hegyvonulatának térképe a Retezát-hegység elhelyezkedésével b) A Retezát-hegység műholdas képe a vizsgált négy tó megjelölésével és annak vízgyűjtő területe világos kékkel kiemelve (a térképet Bíró Tamás készítette)

A **Bukura-tó** ($45^{\circ}21'42,9''\text{É}$; $22^{\circ}52'27,0''\text{K}$; 2040 m tszfm) a Retezát-hegység legnagyobb glaciális tava, a tó felülete 8,9 hektár. A legmélyebb ponja 17,5 méter. Öt forrás táplálja, kifolyása délnyugati irányú.

A Bukura-völgy 1910 m tszf magasságában fekszik a sekélyebb tavak közé tartozó **Lia-tó** ($45^{\circ}21'7,3''\text{É}$; $22^{\circ}52'27,0''\text{K}$; 1910 m tszf.). Két befolyó táplálja vizét, az egyik a Bukurából érkezik, a másik a felette elhelyezkedő Florica, Viorica és Ana tófüzérből.



6. ábra A Retyezát-hegység északi oldalán található tavak fotói: a) Brazi (1740 m tszfm), b) Gales (1990 m tszfm); déli oldalon elterülő tavak: c) Bukura (2040 m tszfm), Lia (1910 m tszfm). A fotók saját forrásból származnak.

A nagy felszíni felülettel rendelkező, mély tavak közé tartozik a **Gales-tó** ($45^{\circ}23'6''\text{É}$, $22^{\circ}54'33''\text{K}$, 1990 m tszf). Vizét egy befolyó táplálja déli irányból és egy kifolyója van északi irányból. Keleti-északkeleti felén lankásabb hegyoldal övezi, míg nyugati oldalán meredek törmelékletű található.

A Gales-völgy kis kiterjedésű, sekély tava a **Brazi-tó** ($45^{\circ}23'47''\text{É}$, $22^{\circ}54'06''\text{K}$; 1740 m t.sz.f. m.). A tavat fenyőerdő veszi körül, míg északi részét úszóláp fedi. A tó északi oldalán található néhány apró vízbefolyás.

4.5 Mintavétel

4.5.1. Mohos-tőzegláp



7. ábra A) A Mohos tőzegláp mintavétele, B) Példa az egy méteres bolygatatlan, tömörödés mentes magmintára, C) A tőzeg mintavevő vágóéle

A Mohos tőzeglápból (46°8'3.60"É, 25°54'19.43"K) 2012 nyarán végeztünk mintavételezéseket. Speciálisan erre a célra fejlesztettünk egy elektromos kalapáccsal (Dewalt típusú, 1450/perc ütésszám, 35 Joule ütőenergia, 17 kg tömeg) kiegészített, dugattyús mintavevőt, melyet háromlábú állványzatról működtettünk. Célunk volt nem csupán a kb. 10 méteres tőzeg szelvény, hanem az alatta található tavi üledék mintavétele is, melynek pontos mélységét nem ismertük, mivel a korábbi vizsgálatok csak a tőzegrre terjedtek ki (Schnitchen és mtsai., 2006; Tantau és mtsai., 2003). A fúrósárak alumíniumból készültek (52 mm belső átmérővel, 60 mm külső átmérővel; 7. ábra), végükön éles vágóélel, melynek jelentős szerepe van abban, hogy az erős rostokat könnyedén átvágva, a tőzeg tömörítése nélkül hatol az

üledékbe, akár még az útjába kerülő faágak átvágására is képes. A tőzegen mintázásánál problémát jelenthet, hogy egy-egy üledékmag vétele között a keletkezett lyuk össze is záródhat, így nehezkessé válik a mintavétel folytatása ugyanazon a ponton. Ezt igyekeztünk a műanyag PVC csövekből készült béléscsővel kiküszöbölni. Ezáltal egy merev falú csőben megvezetve haladt a fúrás lefelé, megakadályozva egy-egy minta felszínre hozatala között a más rétegből való anyag bekerülését. Bár ez egy sokkal több elemből álló és bonyolultabb

fúrórendszer, mint az egyszerűbb kézi orosz-típusú fúrók, azonban kiküszöböli a tömörödés problémáját és egyaránt alkalmas a tavi üledék mintavételére is.

Ezzel a technikával 10 méter tömörödés mentes, ill. csekély tömörödésű, bolygatatlan tőzegmintavételre került sor. A tőzegminta alatt további 9,5 méter tavi üledék került mintázásra, ugyanezzel a technikával. Ebben a dolgozatban csak a tőzegminta kronológiájának elkészítésére térek ki.

4.5.2. Retyezát-hegységi üledék és felszíni (kőzet, talaj és növény) mintavétel

Sokáig alig kutatott területnek számított a Kárpátoknak ezen része, bár az 1900-as években már jelentek meg öskörnyezeti tanulmányok (Lupsa, 1968; Pop és mtsai., 1971). Azonban a radiokarbon koradatokkal alátámasztott tanulmányok száma elenyésző volt (Farcas és mtsai., 1999; Feurdean és mtsai., 2007). Ezt a hiányt hivatott betölteni a 2007-ben induló PROLONG (Providing long environmental records of Late Quaternary climate oscillations in the Retezat Mountains) kutatás, Magyar Enikő vezetésével.

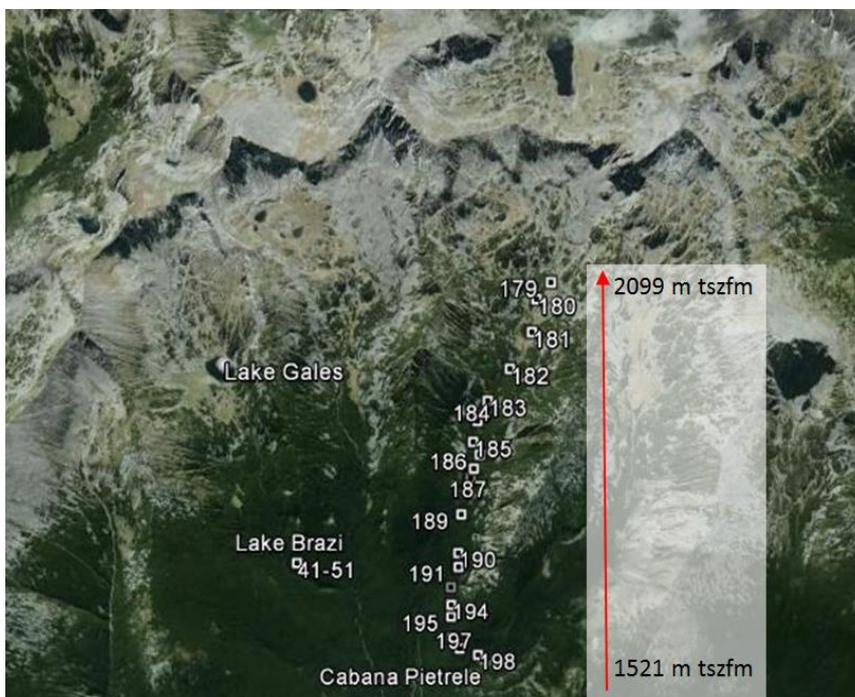
A Retyezát-hegység nehezen megközelíthető, fokozottan védett terület, ahol nincsenek gépjárművel járható utak, és felvonók sem kerültek kiépítésre. A tavak gyalogosan viszonylag nehezen járható ösvényeken érhetőek el. A másik tényező, mely az eddigi kutatásokat is limitálhatta a vízmélység, a legmélyebb tó 24 m mély. Ilyen terepen történő mintavételezéshez olyan speciális, mobilis fúrófelszerelés kialakításához volt szükség, melyet darabokba szedve, hátizsákokban is fel tudunk vinni az 1900 – 2000 m tszf.. magasságban található tavakhoz, viszont megfelelően működtethetőek ekkora vízmélységeknél is. A feladat megoldásához speciálisan módosított Livingstone-típusú (dugattyús) mintavetőt készítettünk és Kullenberg fúrót használtunk.

A tavi üledékek mintavételére elsőként a Gales-völgyben (Gales és Brazító) került sor 2007 nyarán, míg a másik két tó (Bukura- és Lia-tó) mintavételére 2008-ban. A Brazítóból 490 cm hosszú üledéket emeltünk ki, jelölése a továbbiakban TDB-1. A mintavételezésnél 7 cm átmérőjű 1 m hosszú cserélhető műanyag csöveket alkalmaztunk. Míg a magasabban fekvő Gales-tó esetében 328 cm hosszú egybefüggő üledéksort hoztunk felszínre, 7 cm átmérőjű 4 méter hosszú műanyag csőben. Jelölése a továbbiakban GAL-3. A Bukura-tóból 550 cm hosszú üledéket (BUK-5), míg a Lia-tóból 880 cm üledéket hoztunk felszínre (LIA-1). A LIA-1 üledék minta nem tartalmazza a felső laza, lágysztratumot ~30 cm-t, mivel ennek a fiatal üledéknek a mintavételére nem állt rendelkezésünkre mintavető készülék. Ez vonatkozik mind a négy üledékre, mivel a víz-üledék határ

mintázását nem végeztük el, ezért nem várható, hogy visszanyúlnak egészen napjainkig. A két sekélyebb tó (Brazi- és Lia-tó) esetében elértük az üledék alját (alapkőzetet), míg a Gales és Bukura esetében technikai okokból nem sikerült elérni.

A laboratóriumban az üledék magokat hosszában ketté vágtuk és egy méteres darabokban, fóliával védve 4°C-on tároltuk feldolgozásig.

2011-ben felszíni mintavételezést végeztünk a Pietrele völgyben különböző tengerszint feletti magasságokban 21 ponton. A felszíni vizsgálatokhoz kőzet, talaj és növényi mintákat gyűjtöttünk 1500 és 2100 m tszf magasságok között (8. ábra). Valamint a Brazi-tó partján körbe 11 pontról vettünk kőzet mintát. Az egyes pontokról gyűjtött minták típusát a 1. táblázat tartalmazza, míg a mintavételi pontok elhelyezkedését a 8. ábrán jelöltem.



8. ábra Felszíni mintavételi pontok helye a Pietrele völgyben 179-198-as jelöléssel, a Brazi-tó körül 41-51

A talajminták gyűjtése a grániton képződött, felső 5-6 centiméteres talajból történt. A kőzetminták vétele szintén a talaj felső rétegéből történt, kb. 2-5 cm-es kőzet darabokat különítettünk el a vizsgálatokhoz. A talaj- és kőzetminták vételénél eltértünk a gyakorlatban alkalmazott mintavételezéstől, így kisebb kiindulási tömegekkel dolgoztunk, mivel igyekeztünk a nemzeti park területén a legkisebb mértékű beavatkozással elvégezni ezeket a vizsgálatokat. A növényi minták gyűjtésénél két fajra a lucfenyő (*Picea abies*) és törpefenyő (*Pinus mugo*) fókuszáltunk, mivel ezek elterjedése a legnagyobb mértékű a területen. 1730 m tszf magasság fölött már nem fordult elő összefüggő *Picea abies* állomány, így az erdőhatárt 1730 m tszf magasságnál határoztuk meg.

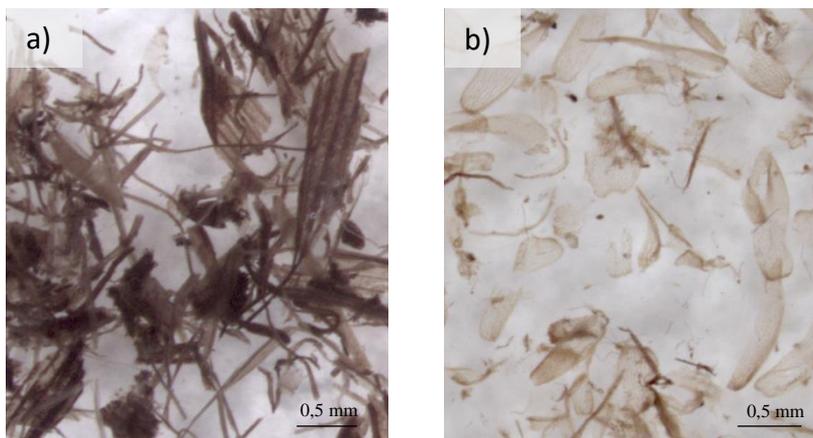
1. táblázat A felszíni mintavételi helyek koordinátái, jelölve az egyes minta típusokat

Minta kód	Koordináták		t.sz.f.m. m	Minta típus			
	É	K		<i>Pinus mugo</i>	<i>Picea abies</i>	Talaj	Kőzet
176	45°36,882'	22°87,384'	2099	o		o	o
177	45°37,234'	22°87,313'	2030	o		o	o
178	45°37,537'	22°87,291'	1991	o		o	
179	45°37,656'	22°87,365'	1977	o		o	
181	45°38,032'	22°87,529'	1900			o	o
182	45°38,318'	22°87,745'	1856	o		o	
183	45°38,570'	22°87,958'	1827	o		o	o
185	45°38,874'	22°88,087'	1736	o		o	o
186	45°38,969'	22°88,003'	1730		o	o	o
187	45°39,077'	22°88,058'	1703		o	o	
188	45°39,151'	22°88,084'	1698		o	o	
189	45°39,430'	22°88,159'	1674		o	o	
190	45°39,736'	22°88,163'	1615		o	o	o
191	45°39,842'	22°88,145'	1607		o	o	o
192	45°39,850'	22°88,156'	1575		o	o	
193	45°40,238'	22°88,185'	1569		o	o	o
194	45°40,143'	22°88,199'	1566		o	o	o
195	45°40,007'	22°88,223'	1560			o	
196	45°40,402'	22°88,155'	1553		o	o	o
197	45°40,484'	22°88,057'	1530		o	o	o
198	45°40,514'	22°87,836'	1521			o	

4.6. Mintafeldolgozás

4.6.1. Módszerfejlesztés tőzegek cellulóz tartalmának kinyerésére radiokarbon vizsgálatokhoz

A Mohos fúrásból származó 1 méteres magokat a laboratóriumban feldolgozásig 4°C-os hőmérsékleten tároltuk. A fúrásmagokról fényképes dokumentáció készült, valamint litosztratigráfiai leírás (2. táblázat). A részmintavételezés során először a radiokarbon kormeghatározáshoz különítettem el mintákat. Első körben minden egy méteres magból három részmintát vételeztem, egyet az üledék tetejéről, az üledék közepéből és aljáról. Azonban a két szélső mintánál ügyeltem arra, hogy a magok végeitől kb. 10 cm-el beljebből legyen a minta vételezve, az esetleges szennyeződések elkerülése végett. A minták radiokarbon preparálását és mérését követően elkészítettem egy előzetes kormodellt, mely alapján látható volt, melyek azok az időszakok, ahol az üledékünk még alul reprezentált. Ez alapján további mintákat különítettem el radiokarbon meghatározásra. Végül a teljes fúrásmagot 1 cm-es részmintákra daraboltam a további vizsgálatokhoz (szervesanyag-tartalom meghatározás, oxigén izotópos vizsgálatok).



9. ábra A tőzegminták mikroszkópos felvétele a) preparálatlan minta, b) <280 µm frakció

A tőzegek kormeghatározásánál elterjedten alkalmazzák az ún. „bulk” (teljes) mintákat. Ezek alkalmazása során azonban számos probléma merült fel, melyet fentebb részletesebben tárgyaltam. Ezért, hogy ezeket a hibákat kiküszöböljem a következőket végeztem a radiokarbon mintaelőkészítés során: 1) nedves szitálással igyekeztem csupán a tőzegek levélkéit elkülöníteni, a „bulk” minta alkalmazása helyett; 2) a radiokarbon mérésekhez a tőzeg adott speciális frakcióját, a cellulózt vontam ki.

A mintákat 0,04 - 1 mm között (Retsch szitasorozat) nedves szitáltam ioncserélt vízzel. A nedves szitálás 40-200 µm közötti frakcióját tartottam meg a kormeghatározáshoz, így eltávolítottam a fentebbi rétegekből lenyúló rögzítő fonalakat (gyökerecskék), ugyanis ezek a más időszakban keletkezett üledék alkotók fiatalíthatják („eltolhatják”) a minta korát. A minták tisztaságát mikroszkóp alatt ellenőriztem (9. ábra).

2. táblázat A Mohos tőzegszelvény rétegtani jellemzése

Egység	Mélység (cm)	Rétegtani leírás
4	0-20	világos barna tőzeg, enyhén humifikálódott
	20-24	sötét barna tőzeg
	24-80	világos barna tőzeg
	80-100	sötét barna tőzeg
	100-115	világos barna tőzeg, túlevelekkel
	115-147	vöröses barna tőzeg, közepesen humifikálódott
	147-161	világos barna tőzeg, túlevelekkel
	161-183	vöröses barna tőzeg
	183-200	világos barna tőzeg
	200-420	közepesen humifikálódott sötét barna tőzeg
3	420-430	sötét barna tőzeg apró makrofosszília darabokkal, közepesen humifikálódott
	430-580	sötét barna tőzeg, közepesen humifikálódott
2	580-606	világos barna tőzeg, túlevelekkel
	606-660	vöröses barna tőzeg
	660-670	vöröses barna tőzeg apró makrofosszília darabokkal
	670-850	vöröses barna tőzeg
1	850-890	feketés tőzeg
	890-910	barna, kompakt tőzeg
	910-930	tavi üledék

A következő lépés a minták kémiai preparálása. Módszertani fejlesztéseket végeztem, hogy a szitálással frakcionált tözegeket cellulózig preparáljuk. Fa mintákból a cellulóz preparálására a BABAB (bázis-sav-bázis-sav-bázis) módszer jól bevált (Nemec et al., 2010). Ezt a módszert adaptáltam a tőzegcellulóz kinyeréséhez. A kémiai preparálást követően a mintákat fagyasztva szárítottam, majd zártcsöves égetéssel CO₂-ot állítottam elő a mintákból, MnO₂ reagens jelenlétében (Janovics és mtsai., 2018). Az így keletkezett gázt kriogenikusan tisztítottam és grafitná konvertáltam, majd a ¹⁴C koncentráció meghatározása MICADAS típusú gyorsító tömegspektrométerrel (AMS) történt.

A mért konvencionális radiokarbon korok kalibrálására a CALIB 7.04 programot (Stuiver és Reimer, 1993) használtam, valamint az IntCal13 kalibrációs görbét (Reimer és mtsai., 2013a), ezeket az adatokat a 4. táblázatban tüntettem fel. A koradatok alapján készült kormodellhez a Bayesian módszeren alapuló BACON modellező szoftvert (Blauw és Christen, 2011) alkalmaztam. Az üledékfelszín korának (0 cm) AD 2012 került rögzítésre.

Az elsődleges kormodellek alapján vételezett további részminták radiokarbon minta előkészítését szintén a fentebb ismertetett módon végeztük el.

A mintákból 105°C-os szárítást követően elvégeztük a szerves anyag és víztartalom meghatározást a hagyományos izzítási veszteség (LOI₅₅₀) módszerrel (Heiri és mtsai., 2001).

4.6.2. Felszíni minták (kőzet, talaj és növény) és üledék minták feldolgozása a Retyezát-hegységből

4.6.2.1. Radiokarbon kronológiák, üledék rétegtan

A Retyezát-hegységben végzett tavi mintavételek során a fűrasminták PVC csövekbe kerültek, majd a felszínre hozott minták tárolása feldolgozásig +4°C-on történt. A PVC csöveket először hosszanti irányban ketté vágtuk, majd az így kapott „A” és „B” magok kerültek részmintavételezésre. A fűrasmagokról fényképes dokumentáció készült, valamint litosztratigráfiai leírás, melyhez a Troel-Smith-féle (Troels-Smith, 1955) osztályozási rendszert alkalmaztuk. Egy-egy fűrasmagból különböző vizsgálathoz különítettünk el részmintákat, mint például radiokarbon kormeghatározás, pollen analízis, makrofosszília vizsgálatok, diatóma, Cladocera és Chironomida vizsgálatok, valamint elemanalitikai vizsgálatok.

Kormeghatározást a tavi üledékek esetében végeztünk, radiokarbon módszerrel. A kormeghatározásra kiválogatott minták egy részét a pozvani

Radiokarbon Laboratóriumba küldtük vizsgálatra. A későbbiekben lehetőségem nyílt arra, hogy a radiokarbon vizsgálatok mintafeltárásait és a ^{14}C méréseket az Atomki, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központjában (IKER) végezzem. A kormeghatározáshoz teljes üledéket („bulk”), valamint növényi makrofossziliákat (többnyire *Pinus mugo* és *Picea abies* tűlevél), és vízibolha (Cladocera) petéket használtunk. A feltárások során a fúrásmagokból 1 cm szélességű részmintákat vettem, minden egyes 1 méteres fúrásmagból minimum két részmintát vételeztem. A mintákat először nedvesen szitáltam (<180 μm , Retsch szitasorozat) ioncserélt vízzel, ebből a teresztris eredetű szerves anyagokat (levél, gally maradványok, magok, termések) mikroszkóp alatt különítettük el a kormeghatározáshoz. Bizonyos esetekben nem tartalmazott elkülöníthető anyagot a minta, ezért itt a >180 és >250 μm szűrleteket alkalmaztuk, melyek túlnyomórészt teresztris növényi anyagot tartalmaztak. Ezeket a frakciókat alkalmazva lehetővé válik olyan üledékek korának meghatározása is, ahol mikroszkópos válogatással nem nyerhető ki kellő mennyiségű szárazföldi makrofosszília (min. 30 mg). A szűréssel és az üledék desztillált vizes atmosférával eltávolíthatóak az apró vízi szervezetek, melyek a rezervoár hatás miatt idősíthetik az üledék korát.

Néhány ponton lehetőség nyílt a teresztris szerves anyag és „bulk” mintából származó radiokarbon adatok összevetésére, mely által teszteltük a lehetséges rezervoár hatást, illetve a „bulk” minták alkalmazhatóságát a késő glaciális üledékeken, ahol teresztris növényi makrofossziliák nem találhatóak az üledékben. Az 5. táblázatban részletezem, milyen típusú mintát alkalmaztam az egyes mélységeknél.

A radiokarbon mintákat a hagyományos sav-bázis-sav (ABA) módszerrel készítettem elő, majd 24 órát száradtak a minták 70°C-on. A száraz mintákból CuO reagens jelenlétében CO₂ gázt állítottam elő. A „bulk” mintákat az ABA módszer helyett csupán 1 mol/dm³ koncentrációjú sósavval kezeltem 70°C-on (Hatté et al., 2010). Száradást követően a minták kvarc csőbe kerültek és kétlépcsős égetéssel, oxigén jelenlétében CO₂ gázt állítottam elő. A keletkezett CO₂ gázt zártcsöves rendszerben grafitizáltam, majd a grafitok ^{14}C tartalmát AMS-el határoztuk meg.

Néhány radiokarbon minta mérését a poznani Radiokarbon Laboratórium (AMS laboratórium jelölése: POZ-, Goslar et al. 2004) végezte. Ezek esetében a hagyományos sav-bázis-sav módszerrel történt a feltárás.

A minták ^{14}C tartalma alapján számított koradatokból kor-mélység modellt készítettünk, melynek segítségével megállapítható az egyes rétegek keletkezésének kora és ülepedési rátája.

4.6.2.2. Szervesanyag-tartalom meghatározása

A tavi üledékek elemanalitikai vizsgálatához és a szervesanyag-tartalom meghatározásához a fűrasmagokat 1 cm szélességű részmintákra szeleteltem (1 m fűrasmagot 100 db részmintára bontottam). A tavi és felszíni mintákból 105°C-os szárítást követően történtek a további kémiai vizsgálatok. A szervesanyag és víztartalom meghatározást a hagyományos izzítási veszteség (LOI₅₅₀) módszerrel végeztem (Heiri és mtsai., 2001).

4.6.2.3. Elemkoncentrációk meghatározása

A felszíni kőzetminták esetében szükséges volt a minták mechanikai előkészítése, hogy eltávolítsam a minták felületén lévő szennyezőket, illetve elérjük a megfelelő, jól homogenizálható méretet. A kőzetminták felszíne talajjal volt szennyezett. A minták mosását követően, dörzsöléssel és ultrahangos fürdőben távolítottam el a felületi szennyezőket, az egyes lépésekhez ioncserélt vizet használtam. Ezt követően a 40°C-on szárított mintákat gyémánt mozsárban aprítottam, majd achátból készült golyósmalommal porítottam a mintákat. A <150 µm szemcseméretű kőzetet alkalmaztam a mintaelőkészítéshez.

A növényi mintákat 40°C-on történő szárítást követően daráltam, majd 105°C-on szárítottam. Ezt követően történt a minták feltárása az elemanalízishez.

A talajminták esetében szintén 40°C-on szárítottam a mintákat, majd achát mozsárban aprítottam és golyósmalomban homogenizáltam. Szitálást és további porítást követően a <2 mm-es frakciót alkalmaztam a vizsgálatokhoz. Az így kapott mintákat 105°C-on szárítottam.

A kőzet- és talajminták esetében zárt térben történő hidrogén-fluoridos feltárást végeztem. A mintákból 0,0500 g-ot polipropilén kémcsövekbe mértem, majd 1 ml 38%(m/m) hidrogén-fluorid és 1 ml 37%(m/m) sósav elegyével tártam fel. A mintákat két órán keresztül 105°C-on kezeltem, majd lehűlést követően 4% (m/m) bórsav hozzáadásával történt a hidrogén-fluorid lekötése. A zárt csöves feltárási hatékonyságát CRM referencia anyagokkal ellenőriztük (BCR 141, BCR 142, BCR 143 és BCR 176).

A növényi minták esetében mikrohullámmal elősegített nagy nyomású roncsolást alkalmaztam (MLS mega 1200 Milestone) 5 ml 65% (m/m) salétromsav, 0,2 ml 30%-os (m/m) hidrogén-peroxid és 0,5 ml 38% (m/m) hidrogén-fluorid elegyével. Lehűlést követően 5 ml 4% (m/m) bórsav hozzáadásával történt a hidrogén-fluorid lekötése.

A felszíni minták elemkoncentrációját induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrométerrel (ICP-OES, IRIS Intrepid II XDuo, Thermo Fisher Scientific) határoztam meg.

Az üledékminták esetében atmoszférikus és zárt térben történő roncsolást végeztem. A minták szárítását követően (105°C), nedves roncsolással atmoszférikus nyomáson 10 ml 65% (m/m) salétromsav és 1 ml 30%-os (m/m) hidrogén-peroxid elegyével vittem oldatba az „összes oldható” frakciót. A nedves roncsolás oldási maradékát 1 ml 38% (m/m) hidrogén-fluorid és 1 ml 37% (m/m) sósav elegyével tartam fel zárt térben, polipropilén kémcsövekben. A mintákat két órán keresztül 105°C-on kezeltem, majd lehűlést követően 8 ml 4% (m/m) bórsav hozzáadásával történt a hidrogén-fluorid lekötése. Ebből meghatároztam az aluminoszilikát frakciót. Az elemek koncentrációját induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrométerrel (ICP-OES) mértem. Az „összes oldható” és az aluminoszilikát frakciók összegéből számítottam a „teljes” elem-koncentrációt. Ezt a módszert az elsőként feldolgozott mintaanyagnál (Brazi-tó) alkalmaztam.

A nagy mintaszám miatt a mintaelőkészítést egyszerűsíteniem kellett. A további üledékek esetében (Gales-, Lia-, Bukura-tó) az elemösszetétel meghatározásához a szervesanyag vizsgálat során keletkezett hamut (50 mg) tartam fel 1 ml 38% (m/m) hidrogén-fluorid és 1 ml 37% (m/m) sósav elegyével. A mintákat két órán keresztül 105°C-on kezeltem, majd lehűlést követően hidrogén-fluorid megkötése végett 8 ml 4% (m/m) bórsavat adtam hozzá. Az elemek koncentrációjának mérését mikrohullámú plazma atomemissziós spektrométerrel (MP-AES 4100, Agilent) végeztük.

Az elemtartalom koncentrációkat a paleolimnológiai irodalomban általában oxidként fejezik ki. Bár ez a gyakorlat vitatható, az összehasonlíthatóság kedvéért ezt a módot választottam, tehát az elemek koncentrációját oxidra (Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , MnO és SiO_2) számítva, tömegszázalékban adtam meg. A Gales-3 és Buk-5 üledékek esetében minden elemre meghatároztam a dúsulási tényezőket (EF: enrichment factor), melyet a 23. és 24. ábrán pirossal tüntettem fel.

5. EREDMÉNYEK ÉS ÉRTÉKELÉSÜK

5.1. Mintavételi technika fejlesztése tőzegek vizsgálatához

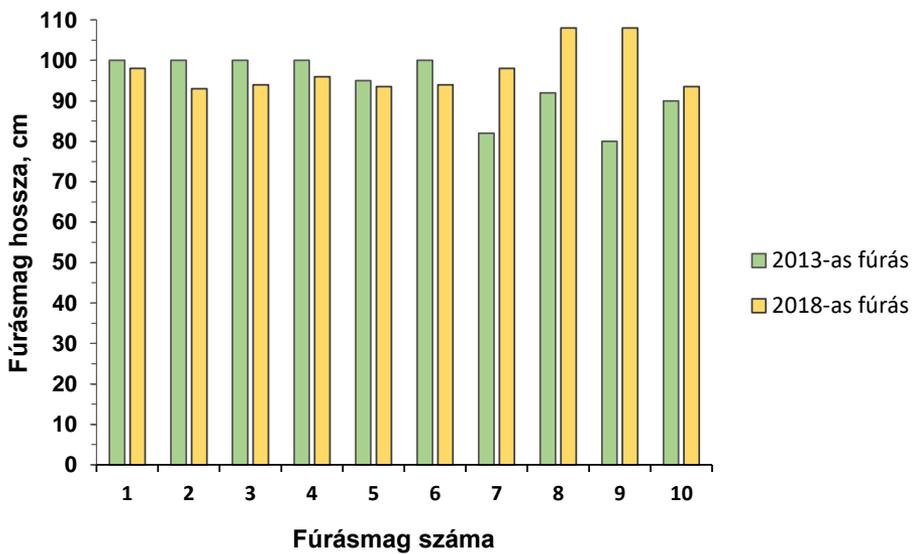
A Mohos-tőzeglápon végzett korábbi kutatások közül Tantau et al. (2003) részletesebben tárgyalja a mintavételezés és radiokarbon kormeghatározás körülményeit. Ebben a tanulmányban a kormodell készítésénél négy radiokarbon mintát zártak ki a modellből, melynek magyarázataként felvetődött a nem megfelelő fúrástechnika (orosz-típusú fúró) problémája, ugyanis keveredhetett az üledék és a mintavételkor fiatalabb minta kerülhetett mélyebb pozícióba. Az ilyen jellegű hibák felesleges erőforrásokat merítenek, mind időben mind anyagilag, és a kilógó adatok rendezése szubjektív tényezőket von be a kor-mélység modellek elkészítésénél.

Mivel korábban több alkalommal mintáztunk tőzegmohalapot és alkalmaztunk orosz-típusú fúrót, tisztában voltunk a tőzegmintavétel nehézségeivel, ennek tükrében igyekeztünk speciális fúrástechnikát kidolgozni, amely lehetővé teszi a tőzegminták tömöredés mentes, bolygatatlan mintavételét, valamint alkalmas a tőzeg alatt található tavi üledék mintavételére is. A Mohos-tőzegláp üledékén teszteltük az általunk fejlesztett új mintavevő eszközt.

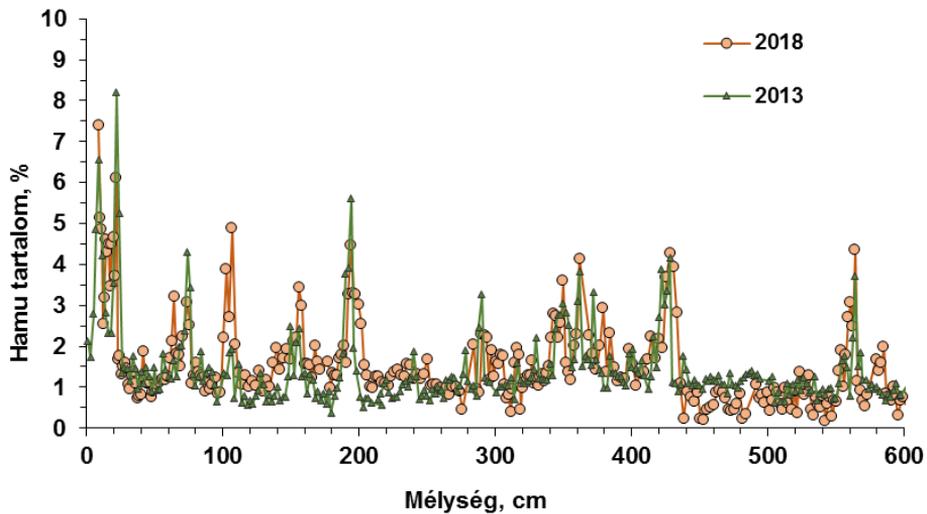
A tömöredés mentes mintavételt a vágóél és az elektromos kalapács segítette. A fúró az ütések hatására a vágóél segítségével a rostokat elvágva haladt a tőzegekben és az üledékmagokat nem tömörítette. Kipróbáltuk a fúró lenyomását az elektromos kalapács nélkül és az így vett minta 50 cm tömörödést mutatott.

A másik lényeges tényező, hogy a fúró PVC védő csőben haladt lefelé, ezzel igyekeztünk kiküszöbölni a fiatalabb minták lejjebb keveredését illetve biztosítani, hogy a mag ugyanabban a lyukban haladjon végig. Ezzel a védőcsöves fúrástechnikával kiküszöböltük a minta keveredését. A 7.b ábrán látható példa az 1 méteres tömöredés mentes, bolygatatlan fúrásmagra.

Előnye még a technikának, hogy a tőzeg mintázása után az alatta található tavi üledék mintavételére is egyaránt alkalmasnak bizonyult. Így összességében 19,5 méter hosszú üledéket hoztunk felszínre, melyből itt a felső 9,30 méteres tőzegszelvény eredményeit közlöm. Az üledék rétegtani leírását a 2. táblázat tartalmazza.



10. ábra Mindkét fúrás (2013, 2018) során 1 méteres magok mintavételére került sor, az ábrán látható a magok valós hossza.



11. ábra A 2013-as és 2018-as Mohos fúrás magok összevetése hamutartalom alapján a mélység függvényében

5.1.1. A fúrás technika hatékonysága

A Mohos-láp felső 10 méteres tőzegszakasza ismételten mintázásra került 2018-ban ugyanezzel az elektromos kalapáccsal rásegített védőcsöves technikával. A fúrások valós hosszát az 3. táblázatban foglaltam össze. A 10. ábrán látható, hogy a felszínre hozott egy méteres magok hossza a valóságban hány centiméter volt, tehát ez alapján látható a mintavétel során bekövetkezett tömörödés mértéke. A két fúrást páros t-próbával hasonlítottam össze. A 2013-as fúrás átlagos maghossza 93,9 cm (SD értéke 7,75), míg a 2018-as fúrásnál 97,6 cm (SD értéke 5,77). A második mintavételnél a magok kevésbé tömörödtek, mint a 2013-as fúrás során. Köszönhető ez nagy valószínűséggel annak is, hogy a technika használata tökéletesedett. Számos apró technikai részlet kezelése szükséges a fúrás sikerességéhez. Lényeges lépés, hogy az elektromos kalapács súlya (17 kg) nem szabad hatással legyen a fúróra, ezért a kalapácsot fokozatosan engedjük a fúróra, hogy csak az ütés erejét használjuk ki, súlyát nem.

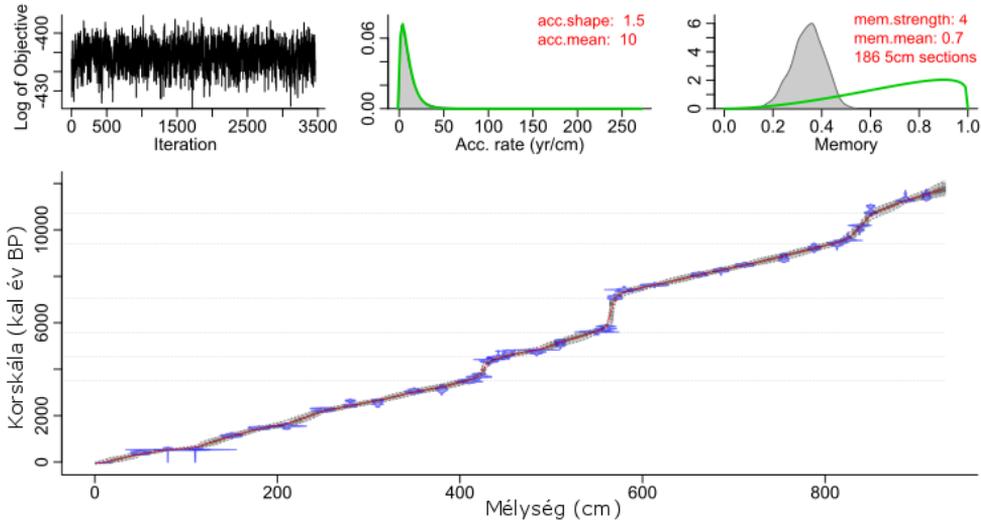
A t-próba alapján ($t = -0,968$; $df = 9$, $p = 0,358$) látható, hogy nem tér el egymástól szignifikánsan a két különböző időpontban, azonos területen, azonos felszereléssel végzett fúrás. Tehát a korábbi fúrás jól reprodukálható. Az 11. ábrán a két fúrás minta összevetése látható hamutartalom alapján.

3. táblázat A 2013-as fúrás és a 2018-as fúrás összevetése az egy méteres magminták tényleges hossza alapján.

Mélység (cm)	2013-as fúrás magminta tényleges hossza (cm)	2018-as fúrás magminta tényleges hossza (cm)
0-100	100	98
100-200	100	93
200-300	100	94
300-400	100	96
400-500	95	93,5
500-600	100	94
600-700	82	98
700-800	99	108
800-900	80	108
900-1000	90	93,5

5.2. Nagyfelbontású kronológia elkészítése a tőzeg cellulóz alapján

Módszertani fejlesztéseket végeztem, hogy a tőzeg speciális összetevőjét, a cellulózt kinyerjem a radiokarbon vizsgálatokhoz. Ehhez a fa mintáknál alkalmazott BABAB módszert adaptáltam. Így az üledék teljes hosszában, minden radiokarbon mintánál ugyanazt az anyagot tudtam alkalmazni, kiküszöbölve ezzel a korábban tárgyalt, a minta típusból adódó problémákat (Kilian et al. 1995; Shore et al. 1995; Brock et al. 2011). A Mohos-tőzegláp kronológiájának elkészítésénél céloom egy nagyfelbontású kormodell felállítása volt. A 9,30 méter hosszú tőzegrészvény végleges kor-mélység modelljét 36 minta alapján készítettem el. Nem tapasztaltunk kiugró kort, sem korvisszafordulást, ami a megfelelő mintavételnek, radiokarbon mintaelőkészítésnek köszönhető.



12. ábra Kor-mélység modell a Mohos tőzegrészvényére

4. táblázat Radiokarbon koradatok a Mohos tőzeagláp üledékéből. Az AMS ^{14}C mérések a debreceni HEKAL laboratóriumban készültek (DeA-). Az eredmények kalibrálását az IntCal13 kalibrációs görbe (Reimer és mtsai., 2013b) alapján végeztük a Calib 7.0.4 szoftver (Stuiver és Reimer, 1993) segítségével.

Minta kód	Mélység (cm)	^{14}C év (év BP $\pm 1\sigma$)	Kal. év (kal. év BP $\pm 2\sigma$)
DeA-5064	51-52	343 \pm 20	315 – 409 (0.62) 420 – 480 (0.38)
DeA-5237	82-83	510 \pm 22	510 – 546 (1.00)
DeA-5238	110-111	524 \pm 21	513 – 553 (0.97) 612 – 619 (0.03)
DeA-5065	150-151	1212 \pm 21	1065 – 1183 (0.94) 1211 – 1227 (0.06)
DeA-5428	180-181	1572 \pm 22	1408 – 1527 (1.00)
DeA-5239	210-211	1647 \pm 24	1423 – 1431 (0.01) 1441 – 1456 (0.03) 1521 – 1612 (0.96)
DeA-5066	252-253	2251 \pm 23	2159 – 2255 (0.64) 2299 – 2340 (0.36)
DeA-5412	283-284	2431 \pm 22	2357 – 2499 (0.77) 2595 – 2613 (0.05) 2636 – 2691 (0.18)
DeA-5413	310-311	2467 \pm 22	2383 – 2390 (0.01) 2431 – 2713 (0.99)
DeA-5067	350-351	2912 \pm 24	2965 – 3083 (0.77) 3090 – 3145 (0.22) 3152 – 3156 (0.01)
DeA-5240	380-381	2971 \pm 48	2985 – 3252 (0.96) 3294 – 3327 (0.04)
DeA-5241	411-412	3254 \pm 26	3404 – 3429 (0.09) 3443 – 3561 (0.91)
DeA-5773	420-422	3441 \pm 24	3633 – 3731 (0.79) 3745 – 3773 (0.06) 3789 – 3825 (0.15)
DeA-5774	431-433	3930 \pm 24	4259 – 4268 (0.01) 4287 – 4437 (0.99)
DeA-5775	441-443	4034 \pm 28	4424 – 4571 (1.00)
DeA-5068	453-454	4134 \pm 27	4539 – 4540 (0.001) 4549 – 4555 (0.008) 4568 – 4730 (0.68) 4733 – 4744 (0.02) 4746 – 4821 (0.29)
DeA-5414	484-485	4229 \pm 27	4653 – 4669 (0.05) 4703 – 4757 (0.34) 4809 – 4854 (0.61)
DeA-5415	510-511	4464 \pm 26	4974 – 5019 (0.13) 5029 – 5086 (0.20) 5101 – 5141 (0.11) 5160 – 5284 (0.55)
DeA-5242	551-552	4880 \pm 30	5587 – 5655 (1.00)
DeA-5776	560-561	5021 \pm 26	5660 – 5771 (0.51) 5806 – 5891 (0.49)
DeA-5777	571-572	6185 \pm 31	6985 – 7172 (1.00)

(folytatás a következő oldalon)

4. táblázat (folytatás)

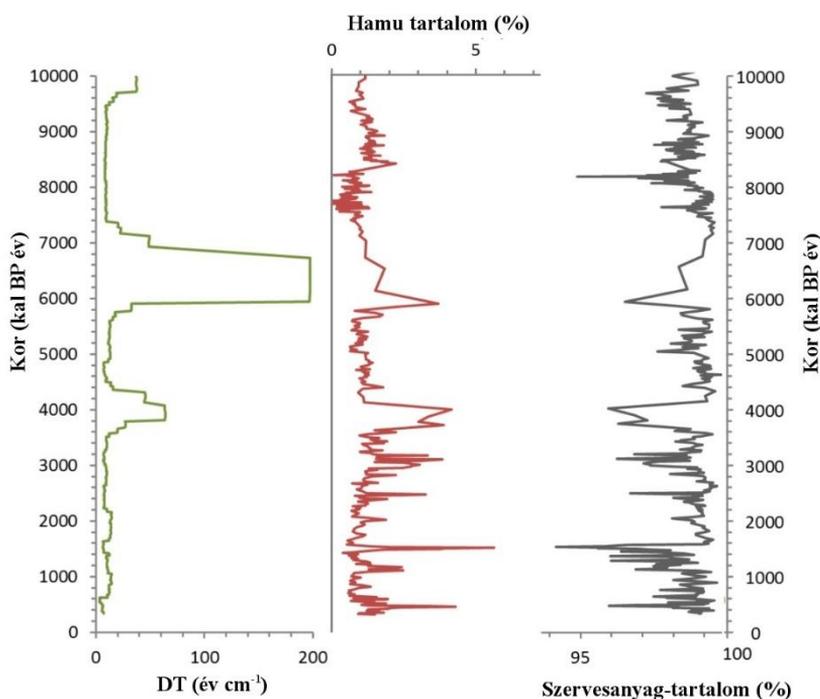
Minta kód	Mélység (cm)	¹⁴ C év (év BP ± 1σ)	Kal. év (kal. év BP ± 2σ)
DeA-5423	582-583	6501 ± 34	7324 – 7402 (0.38) 7407 – 7476 (0.62)
DeA-5782	612-613	6776 ± 34	7580 – 7672 (1.00)
DeA-5417	660-661	7254 ± 39	7984 – 7987 (0.005) 7996 – 8169 (0.99)
DeA-5418	684-686	7436 ± 39	8182 – 8346 (1.00)
DeA-5424	711-712	7704 ± 37	8412 – 8560 (1.00)
DeA-5069	754-755	7928 ± 34	8632 – 8813 (0.64) 8825 – 8872 (0.13) 8877 – 8978 (0.23)
DeA-5783	787-788	8251 ± 37	9091 – 9109 (0.02) 9111 – 9327 (0.88) 9344 – 9402 (0.1)
DeA-5425	813-814	8389 ± 42	9300 – 9492 (1.00)
DeA-5778	825-826	8612 ± 46	9520 – 9685 (1.00)
DeA-5779	838-839	8985 ± 42	9930 – 9995 (0.15) 10004 – 10064 (0.10) 10122 – 10236 (0.74)
DeA-5070	850-851	9503 ± 38	10609 – 10613 (0.004) 10658 – 10869 (0.66) 10950 – 11071 (0.33)
DeA-5420	888-889	9883 ± 47	11201 – 11402 (1.00)
DeA-5426	910-911	9985 ± 37	11269 – 11616 (1.00)
DeA-5071	930-931	11115 ± 42	12840 – 13083 (1.00)

A Mohos-tőzepláp üledékére készített radiokarbon kor-mélység modell szerint a 930 cm hosszú szelvény mintegy 11 770 kal BP évre nyúlik vissza (12. ábra). Az ülepedési idő (DT: deposition time, év cm⁻¹) a teljes szelvényen 3 és 151 év cm⁻¹ között változott (13. ábra). A kor-mélység modell alapján megfigyelhetünk bizonyos szakaszokat a tőzeg képződésében, melyek nagy valószínűséggel az elmúlt 11 ezer év környezeti változásait tükrözik vissza. Elkülöníthetők viszonylag stabilnak mondható tőzeg növekedési szakaszok, valamint öt olyan esemény, ahol változás következett be az ülepedési rátában. Az első időszak 11 700 – 10 700 kal BP év (930 – 850 cm) közé esik, amikor a szerves anyagban gazdag tavi üledéket felváltja a tőzeg képződés, kisebb DT érték jellemzi (16 év cm⁻¹). Ez a folyamat a kora holocén időszakában Európa számos pontján datálható (Kalnina et al. 2014). A következő változás az ülepedési rátában 10 700 és 9700 kal. BP év (850-825 cm) közé tehető, a DT értéke ezen a szakaszon 42 év cm⁻¹. 850 cm-nél rétegtani váltás is megfigyelhető. 9700 és 7300 kal BP évnél (820-580 cm) a DT csökkent 9 év cm⁻¹. Ebben az időszakban a szomszédos kráterben elhelyezkedő Szent Anna-tavat viszonylag lassú üledék felhalmozódás jellemezte (5-38 év cm⁻¹), alacsonyabb vízmélység rekonstruálható és partját

tőzeg lúp szegélyezte (E. Magyari és mtsai., 2009). Az ezt követő időszakban 7300 és 5600 kal BP év között (580-550 cm) az ülepedési idő jelentősen növekedett 19-ről 151 év cm^{-1} -re. A Szent Anna-tó üledékéből ebből az időszakból jelentős vízszint emelkedést írtak le (E. Magyari és mtsai., 2009).

4300 és 3700 kal BP év közötti (430-420 cm) rövidebb időszakot 55 év cm^{-1} ülepedési ráta jellemezte, ezen a szakaszon kisebb makrofossziliák voltak találhatóak a tőzegben. Alacsonyabb DT (5-38 év cm^{-1}) és megnövekedett vízszintet rekonstruáltak a Szent Anna-tóból 5700 és 3800 kal BP év között (E. Magyari és mtsai., 2009). A tőzeg ülepedése viszonylag stabilnak mondható a felső szakaszon 3700 kal BP évtől (DT: 3-19 év cm^{-1}).

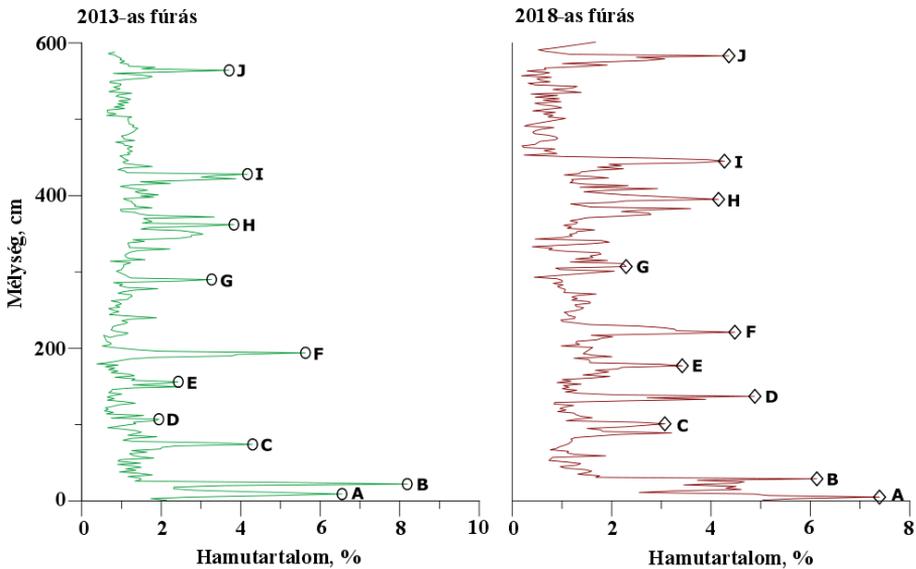
A szervesanyag- és hamutartalomnál nem voltak nagyobb változások. A szervesanyag-tartalom 80 és 99% között alakult, míg a hamutartalom 0,02 és 8% között, ami jellemző az ombrotróf lápokra.



13. ábra Az ülepedési idő (DT, év cm^{-1}), hamu tartalom (%) és szervesanyag-tartalom (%) ábrázolása a kor függvényében

5.2.1. A 2018-as Mohos fúrás kormodellje

A Mohos-tőzegmohalápból vett 2013-as fúrás jól datált a mért radiokarbon minták alapján. Kor-mélység modelljét 36 db ^{14}C minta alapján készítettem el. A nagyfelbontású kronológia és a szintén nagy felbontásban (egy centiméterenként) készült hamutartalom lehetővé teszi, hogy bizonyos jellegzetes illesztési pontok korrelálásával meghatározható legyen a 2018-as fúrás kormodellje. Ehhez illesztési pontokat kerestünk a 2013-as és a 2018-as fúrásszelvények között a hamutartalom alapján, melyet az 14. ábrán tüntettem fel. A Mohos esetében az üledék hamutartalma jellegzetes mintázatot mutatott. A 2013-as kormodell alapján ezeknek a hamutartalom maximumoknak a korát megtudtuk becsülni. A 2018-as fúrásban sikerült a hamutartalom maximumokat azonosítani. Ezt követően a kort cubic spline interpolációval becsültük.



14. ábra A korátvitelhez szükséges illesztési pontok a 2013-as és a 2018-as fúrásszelvények között a hamutartalom alapján

5.3. Magashegyi tavi üledékek radiokarbon kormeghatározása, kor-mélység modelljei

A gleccsertavak ideális rendszereknek bizonyultak egy-egy környezeti változás rekonstruálásához, mivel keletkezésüktől egészen napjainkig akkumulálódnak üledékük. Azonban bizonyos szakaszokon az üledék nagyon alacsony szervesanyag-tartalma megnehezíti a radiokarbon alapú nagyfelbontású, megbízható kronológia felállítását ezeknél a rendszereknél (Ammann és mtsai., 2013c).

A retyezati négy gleccsertó (Bukura, Lia, Gales, Brazi) üledékein végzett radiokarbon vizsgálatok és kormodellek jól példázzák ezeket a nehézségeket. Erről a területről a PROLONG tanulmány az első, mely abszolút kronológiai alapokon végez környezeti rekonstrukciókat egészen a késő glaciális időszakából. Ellentétben az Alpok vagy Németország alföldi területeinek vizsgálatával, ahol a radiokarbon vizsgálatokat egyéb kormeghatározás módszerekkel támasztják alá, mint például a varve (laminált üledék) számlálás (Brauer és mtsai., 1999; Hajdas és mtsai., 2000; Litt és mtsai., 2001; Zolitschka, 2007) vagy a tephra markerek (Lane és mtsai., 2011) alkalmazása, a kelet-közép európai területen ezek általában hiányoznak vagy nagyon ritkák (Németh és mtsai., 2014). Így mivel vizsgálataink csak a radiokarbon módszerre épülnek, különösen nagy hangsúlyt fektettünk a megfelelő anyag kiválasztására a radiokarbon vizsgálatokhoz. Összeségében 67 minta került radiokarbon kormeghatározásra, melyekhez főként szárazföldi makrofossziliákat válogattunk (Wohlfarth és mtsai., 1998). Erre nem volt minden szakaszon lehetőség, így vízi maradványokat (ágascsapú rák, árvaszúnyog lárva maradvány) és az üledék különböző frakcióit is alkalmaztuk. A minták típusait és az eredményeket az 5. táblázatban foglaltam össze.

A Brazi-tó üledék kormeghatározása 21 minta, főként makrofossziliák alapján történt. Öt radiokarbon eredményt kiugró adatként kezeltünk, mivel jelentősen kívül estek a kormodell 95%-os konfidencia intervallumán. A Brazi üledék esetében a késő glaciális üledékszakaszt (500-600 cm) a Bcal program segítségével kalibráltuk (Buck és mtsai., 1999; E. K. Magyari és mtsai., 2009; Reimer és mtsai., 2013b). A későglaciális/koraholocén szakaszt 6 db AMS ¹⁴C minta alapján datáltuk, melyre nem-lineáris súlyozott regresszióval készült kormodell (E. K. Magyari és mtsai., 2009; Magyari és mtsai., 2012). A Brazi üledék felső holocén szakaszának (500-110 cm) kor-mélység modelljét a CLAM v 2.1 program segítségével készítettük (Blaauw, 2010), ún. „smooth-spline” görbe illesztés funkcióval. A kombinált kor-mélység modell a 15. ábrán látható. A 4,9

méteres Brazi fúrás mintegy 15 700 kal BP évet ölel át. Ez mondható a legjobban datált üledéknek a négy tó közül, a maga 21 radiokarbon adatával, melyek közül több a késő glaciális szakaszt reprezentálja. 15 700 kal BP évtől a holocén kezdetéig kis szervesanyag-tartalom jellemzi az üledéket (1-13%; 16. ábra), az ülepedési idő (DT) 63-100 év cm^{-1} . 11 400 kal BP évet követően 7000 kal BP évig a DT előbb csökkent, majd 25 és 12 év cm^{-1} között ingadozott, a szervesanyag-tartalomban jelentős növekedés figyelhető meg (16. ábra). 7000 kal BP évtől az ülepedési idő fokozatosan nőtt (36 év cm^{-1}), a szervesanyag-tartalom csökkent 70%-ról és 35%-ra.

A Bukura, Gales és Lia üledékek teljes szakaszán „smooth-spline” görbe illesztés funkcióval történt a kor-mélység modell szerkesztése, CLAM v 2.1 programmal (Blaauw, 2010). A modellek a 15. ábrán láthatók. A trendbe nem illő, kizárandó kor adatokat (outlier) a BACON program (Blaauw és Christen, 2011) segítségével határoztuk meg. A kizárt adatpontokat az ábrán pirossal jelöltem.

A Gales-tó kormodelljéhez 20 minta radiokarbon vizsgálatát végeztük el. Három minta (2 *Cladocera ephippia* és 1 *Pinus mugo* ág), nagyon alacsony szerves anyag tartalmuk miatt, nem eredményezett koradatot (317, 315 és 102 cm-ről). Mivel az üledék késő glaciális szakaszát alacsony szervesanyag-tartalom jellemezte „bulk” mintán illetve *Cladocera* maradványokon végeztük a radiokarbon vizsgálatokat. Ahogy az a 15. ábrán is látható a vizsgált anyagtól függően nagyon eltérő eredményeket kaptunk, kor visszafordulások és fiatalabb koradatok egyaránt előfordultak ezen a szakaszon. A nagyon kis mintatömeggel rendelkező *Cladocera* maradványok a vártnál fiatalabb koradatokat eredményeztek (7880 ± 60 BP év, 281 cm). Míg a Brazi- és Gales-üledék ezen szakaszának szerves anyag és pollen eredményeinek összevetése alapján a „bulk” minta eredménye (320 cm, $12\,400 \pm 39$ BP év) idősebb a vártnál (Magyari és mtsai., 2012). Ezek alapján a Gales üledék késő glaciális szakaszán mért radiokarbon korok ki lettek zárva a kormodellből. Helyette a pollenspektrumokban fellelhető egyidejű változások alapján relatív korokat vontunk be a kormodell elkészítésénél, melyek a nagyfelbontású Brazi-tó kormodelljéből származnak, ezek a következők: 207 cm 11 000 kal BP év, 228 cm 11 500 kal BP év, 260 cm 12 800 kal BP év és 306 cm 14 500 kal BP év. A Gales üledék szakasz ~1700 – 15 200 kal BP év időszakot öleli át. Az elmúlt ~1700 év a mintavételből eredően hiányzik. A Gales-tó ülepedési ideje 15 200 és 11 000 kal BP év között közepes (18-46 év cm^{-1}), és nagyon alacsony szervesanyag-tartalom (2-6%) jellemzi ezt az időszakot. 10 600 kal BP évet követően gyors ülepedési idő jellemzi, 62 és 110 év cm^{-1} értékekkel, valamint a

szervesanyag-tartalom 11 és 39% között alakult. Majd a legfiatalabb szakaszon a DT-ben csökkenés látható (21 év cm^{-1}).

Összesen 12 minta került radiokarbon kormeghatározásra a Bukura-tó üledékéből, üledékfrakciók (<250 μm és < 150 μm) és makrofosszíliak alapján. A kor-mélység modellt a felső 495 cm-es szakaszra készítettük el, mivel az 510 – 548 cm szakaszon az üledék keveredett, így ezt a részt kivontuk a vizsgálatok alól. Két, eltérő mélységből (100 és 150 cm) származó minta estében megközelítőleg hasonló radiokarbon eredményt kaptunk. Mivel a BACON futtatása során nem jelölte egyértelműen mely adat zárható ki, ezért a két koradatot (DeA-3244: 2800 \pm 46 BP év; DeA-1635: 2600 \pm 36 BP év) külön-külön illetve a modellbe vizsgáltuk. Az ülepedési ráta alapján a DeA-1635 (150 cm) koradatot zártuk ki a modellből. A kormodell alapján a Bukura üledéke ~695 és 10 300 kal BP évet ölel át. A felső, modern üledék egy része itt is hiányzik az alkalmazott fúrás technika miatt. A Bukura üledékét nagyobb szervesanyag-tartalom (8-54%) és kisebb ülepedési idő (8 és 31 év cm^{-1}) jellemzi a holocén szakaszon mint a Gales üledékét, köszönhető ez valószínűleg annak, hogy a Bukura üledékének mátrixát nagy mennyiségben mohamaradványok alkotják (Vincze és mtsai., 2017). Illetve a Bukura vízgyűjtő területe nagyobb, ezért is érkezik feltételezhetően több törmelék a tóba. Hirtelen csökkenés figyelhető meg az ülepedési rátában ~4000 kal BP év körül, ebben az időszakban a makrofosszília vizsgálatok alapján emberi hatás figyelhető meg a területen (Vincze és mtsai., 2017).

A leghosszabb üledék minta (829 cm) a Lia-tóból került felszínre a négy tó közül, ebből 17 radiokarbon minta vizsgálatát végeztük (Hubay és mtsai., 2018c). Egy relatív korrall pontosításra került a modell, kriptotefra réteg azonosítása alapján (Pál, 2018). A Brazi- és Lia-tóban talált kriptotefra réteg az izlandi vulkán kitörésből (Dyngjufjöll vulkán centrum, Askja kaldera, Sigvaldason, 2002) származik. A Brazi-tó üledékében 540 és 541 cm között jelent meg az Askja-S tefraként geokémiai összemérésekkel beazonosított (Kearney és mtsai., 2018) réteg, mely 10 800 kal BP évre tehető a kormodell szerint. Ezt a réteget a Lia-tóban 603 cm-nél találtuk, itt helyeztük el az illesztő pontot 10 800 \pm 100 kal BP évre (Brazi-tó koradata alapján). A BACON kor-mélység modell vizsgálat alapján két minta fiatalabbnak bizonyult (9500 \pm 45 BP év, 624 cm és 9880 \pm 80 BP év, 703 cm) és kizárásra került. Valamint a 96 cm-ből származó DeA-3134: 950 \pm 36 BP év minta korvisszafordulás miatt került ki a modellből. A kormodell alapján ez az üledék mintegy 17 700 kal BP évet reprezentál, az üledék teteje 250 kal BP év. A késő glaciális szakaszon (17 100 és 11 400 kal BP év között) lassú ülepedési ráta jellemzi (átlag DT 26 év cm^{-1}). Ebben a korai időszakban a szervesanyag-tartalom nagyon alacsony volt (1-27%).

5. táblázat A Brazi-, Gales-, Bukura- és Lia-tavak üledékén végzett AMS ¹⁴C kormeghatározások eredményei. A poznani Radiokarbon Laboratóriumból származó eredmények kódja **Poz-**, míg a debreceni Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központban (IKER) végzett mérések kódja **DeA-** jelölést kapott. Az eredmények a következő publikációkban jelentek meg Finsinger et al., 2014; Magyarai et al., 2012, 2009; Tóth et al, 2015 és Hubay et al. 2018.

Fúrás- mag	Labor kód	Mélység (cm)**	Korolt anyag	Becsült kor (¹⁴ C év BP±1σ)	Kalibrált kor (kal BP év± 2σ)	Megjegyzések
Brazi	Poz-26103	119	<i>Picea abies</i> tűlevél	725 ± 30	651-706	kiugró érték
Brazi	DeA-1237	127	üledék frakció, >180 µm	375 ± 25	427-502	
Brazi	DeA-1238	127	üledék frakció, >180 µm	1018 ± 23	915-968	kiugró érték
Brazi	Poz-26104	160	<i>Pinus mugo</i> toboz pikkely	1735 ± 30	1565-1710	
Brazi	DeA-1239	204	<i>Pinus mugo</i> ág	2611 ± 23	2728-2764	
Brazi	Poz-206106	238	<i>Pinus mugo</i> toboz	3045 ± 30	3170-3347	
Brazi	DeA-1240	280	üledék frakció, >180 µm	3962 ± 30	4381-4453	
Brazi	DeA-1241	280	üledék frakció, >180 µm	3987 ± 26	4416-4520	
Brazi	Poz-26107	315	<i>Pinus mugo</i> ág	5040 ± 40	5708-5902	
Brazi	Poz-26108	355	<i>Picea abies</i> tűlevél	6320 ± 40	7164-7324	
Brazi	DeA-1242	391	üledék frakció, >180 µm	6925 ± 30	7684-7826	
Brazi	Poz-26109	393	<i>Picea abies</i> tűlevél	6130 ± 40	6926-7160	kiugró érték
Brazi	DeA-2423	420	„bulk” üledék (HT)*	6083 ± 29	6857-7014	kiugró érték
Brazi	Poz-26110	450	<i>Picea abies</i> tűlevél és mag	8240 ± 50	9071-9326	
Brazi	Poz-26111	505	<i>Picea abies</i> tűlevél és mag	8810 ± 50	9671-9965	
Brazi	Poz-31714	521	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	9150 ± 50	10225-10433	
Brazi	Poz-26112	545	<i>Picea abies</i> toboz	9610 ± 50	10766-11166	
Brazi	Poz-31715	557	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	9980 ± 100	11213-11826	
Brazi	Poz-31716	569	macrofaszén	10870 ± 70	12675-12925	
Brazi	Poz-27305	578	<i>Pinus mugo</i> sp. tűlevél	11590 ± 60	13298-13550	
Brazi	Poz-26113	591	<i>Picea abies</i> tobozpikkely	9690 ± 50	11067-11225	kiugró érték
Gales	Poz-26114	15	<i>Pinus mugo</i> ág	2075 ± 30	1985-2129	
Gales	DeA-1244	26	üledék frakció, <180 µm	2720 ± 26	2763-2861	kiugró érték
Gales	Poz-26116	43	<i>Pinus mugo</i> toboz	2500 ± 35	2461-2739	
Gales	DeA-1246	75	üledék frakció, <180 µm	2906 ± 25	2960-3082	
Gales	Poz	102	<i>Pinus mugo</i> ág	-		<0.02mgC
Gales	Poz-26117	150	<i>Pinus mugo</i> ág	5380 ± 40	6171-6283	
Gales	DeA-1248	159	üledék frakció, >180 µm	6190 ± 48	6965-7183	
Gales	DeA-1249	165	üledék frakció, >180 µm	6496 ± 64	7274-7509	
Gales	DeA-1250	173	üledék frakció, >180 µm	7353 ± 48	8031-8224	
Gales	Poz-27308	179	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	8240 ± 50	9071-9326	
Gales	Poz-27307	179	Cladocera	8170 ± 70	8991-9318	
Gales	DeA-1251	189	üledék frakció, >180 µm	8738 ± 36	9560-9832	
Gales	Poz-26118	213	Cladocera	10510 ± 70	12362-12651	kiugró érték
Gales	DeA-2629	240	„bulk” üledék (LT)*	10593 ± 36	12523-12682	kiugró érték
Gales	Poz-27309	261	Cladocera	10390 ± 100	11942-12570	kiugró érték
Gales	Poz-26132	281	Cladocera	7880 ± 60	8553-8812	kiugró érték
Gales	DeA-2630	288	„bulk” üledék (LT)*	12411 ± 39	14184-14802	kiugró érték
Gales	Poz	315	Cladocera	-		<0.02mgC
Gales	Poz-27310	317	Cladocera	-		<0.02mgC
Gales	DeA-2631	320	„bulk” üledék (LT)*	14397 ± 45	17347-17727	kiugró érték

(folytatás a következő oldalon)

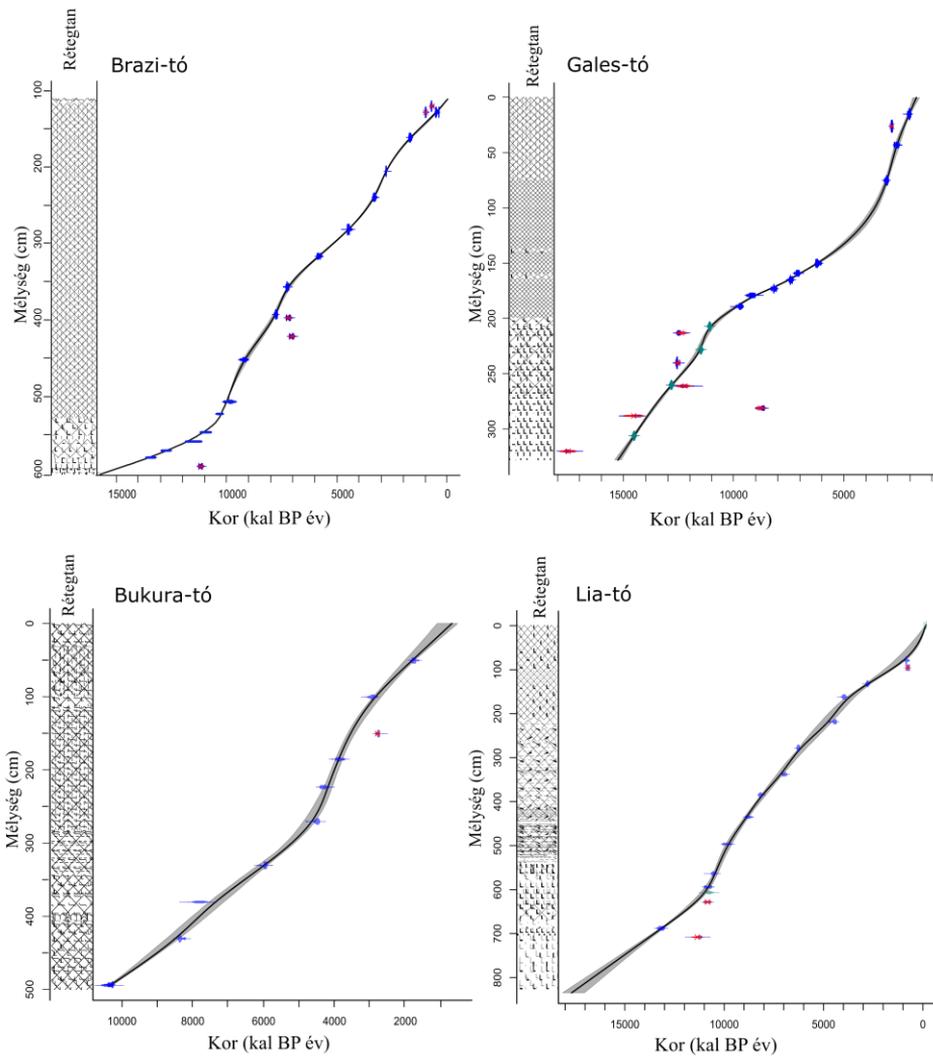
5. táblázat (folytatás)

Fúrás- mag	Labor kód	Mélység (cm)**	Korolt anyag	Becsült kor (¹⁴ C év BP±1σ)	Kalibrált kor (kal BP év±2σ)	Megjegyzések
Bukura	DeA-1636	50	üledék frakció, <250 µm	1817 ± 34	1691-1827	
Bukura	DeA-3244	101	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	2826 ± 46	2841-3067	
Bukura	DeA-1635	150	üledék frakció, <250 µm	2640 ± 36	2727-2800	kiugró érték
Bukura	DeA-3245	186	növényi makrofosszília	3569 ± 51	3702-3984	
Bukura	DeA-1634	223	üledék frakció, <250 µm	3868 ± 39	4222-4415	
Bukura	DeA-3271	271	tűlevél, mag	4028 ± 38	4417-4584	
Bukura	DeA-1633	330	üledék frakció, <250 µm	5199 ± 44	5892-6027	
Bukura	DeA-3303	381	növényi makrofosszília	6962 ± 139	7565-8040	
Bukura	DeA-1632	430	üledék frakció, <150 µm	7531 ± 52	8280-8416	
Bukura	DeA-3274	494	„bulk” üledék (HT)*	9153 ± 39	10230-10419	
Bukura	DeA-3273	494	„bulk” üledék (LT)*	9168 ± 40	10236-10428	
Bukura	DeA-3246	495	<i>Picea abies</i> tűlevél	9209 ± 77	10235-10564	
Lia	DeA-1647	80	üledék frakció, <250 µm	1018 ± 35	900-985	
Lia	DeA-3134	96	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	950 ± 36	789-930	kiugró érték
Lia	DeA-3135	133	növényi makrofosszília	2782 ± 37	2784-2961	
Lia	DeA-1646	162	üledék frakció, <250 µm	3715 ± 40	3961-4157	
Lia	DeA-3136	218	<i>Picea abies</i> tűlevél	4057 ± 40	4424-4644	
Lia	DeA-1645	278	üledék frakció, <250 µm	5576 ± 43	6293-6436	
Lia	DeA-3137	337	<i>Picea abies</i> tűlevél	6147 ± 43	6929-7166	
Lia	DeA-1644	383	üledék frakció, <250 µm	7419 ± 48	8165-8363	
Lia	DeA-3138	433	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	7987 ± 45	8699-9005	
Lia	DeA-1643	494	üledék frakció, <250 µm	8846 ± 53	9732-10165	
Lia	DeA-1641	560	üledék frakció, >250 µm	9386 ± 54	10491-10747	
Lia	DeA-1642	560	üledék frakció, <250 µm	9379 ± 37	10512-10699	
Lia	DeA-3139	590	<i>Pinus mugo</i> tűlevél	9521 ± 43	10672-10884	
Lia	DeA-3270	624	<i>Rumex alpinus</i> termés	9560 ± 42	10727-11095	kiugró érték
Lia	DeA-1639	683	üledék frakció, >150 µm	11462 ± 63	13160-13440	
Lia	DeA-1640	683	üledék frakció, <150 µm	11324 ± 65	13070-13291	
Lia	DeA-3247	703	„bulk” üledék (LT)*	9884 ± 82	11173-11625	kiugró érték

*HT- high temperature (800°C), LT- low temperature (400°C)

**A minták 1 centiméteresek voltak, a mélység (cm) adatok az alsó cm-t jelölik

A holocén szakaszon az ülepedési idő 11 és 35 év cm⁻¹ között változott és a szervesanyag-tartalom növekedni kezdett, majd 2 és 70% között változott. A hirtelen megjelenő nagyon alacsony szerves anyag tartalmú szakaszok erózióval magyarázhatók, azonban általában elmondható, hogy a Lia üledék holocén szakaszára a magas szervesanyag-tartalom és növényi makrofosszília jellemző, ami arra utal, hogy a befolyók vize nagy mennyiségű szerves és szerves törmeléket szállított a tóba, ami a gyors ülepedést is magyarázza.



15. ábra A Retyezát-hegység négy tavának (Brazi-, Gales-, Bukura- és Lia-tó) kor-mélyiség modellje és üledékrétegtani leírása. A ^{14}C adatokat kék jelzéssel, míg a relatív korokat zöld jelzéssel tüntettem fel az ábrán. A modellezésből kizárt (outlier) korokat pirossal jelöltem.

5.3.1. A különböző típusú (szárazföldi makrofosszília, vízi maradvány, üledék frakciók) radiokarbon minták összehasonlítása

A Gales-tó holocén szakaszáról származó vízi élőlény maradványok és szárazföldi makrofosszília maradványok eredményei összehasonlíthatóak azokon a pontokon, ahol adott mélységből mindkét minta típus rendelkezésre állt (5. táblázat). A Calib 7.0.4. t-próba alapján a 179 cm-ről származó két minta, a *Pinus mugo* tűlevél: 8200 ± 50 ^{14}C BP év és a *Cladocera ephippia*: 8170 ± 70 ^{14}C BP év, statisztikailag azonos ($T = 0,66$; $\chi^2 = 3,84$; $\alpha = 0,05$). A Lia üledékéből ugyanazon mélységből (560 cm) a különböző frakciókon (<250 μm : 9379 ± 37 és >250 μm : 9386 ± 54 ^{14}C BP év) mért korok statisztikailag azonosak (95%; $T = 0,011$; $\chi^2 = 3,84$; $\alpha = 0,05$). Ugyanebből az üledékből a 683 cm mélyről származó különböző frakciókon (<150 μm és >150 μm) mért koradatok ($11\,324 \pm 65$ ^{14}C BP év és $11\,462 \pm 63$ ^{14}C BP év), mely egy szerves anyagban gazdag késő glaciális üledék, azonosak (95%, $T = 2,32$; $\chi^2 = 3,84$; $\alpha = 0,05$). A Bukura üledék 494 cm mélységből mérésre került egy *Picea abies* tűlevél (9209 ± 77 ^{14}C BP év), míg a 493 cm mélységből „bulk” üledék vizsgálatát végeztük, melynél az égetés (a CO_2 előállításához) két hőmérsékleten (HT 800°C és LT 400°C) történt. A HT bulk minta (9153 ± 39 ^{14}C BP év) azonos eredményt hozott, mint a LT bulk minta (9168 ± 40 ^{14}C BP év). Ezt a három radiokarbon eredményt összevetve 95%-ban azonosnak bizonyultak ($T = 0,42$; $\chi^2 = 5,99$; $\alpha = 0,05$).

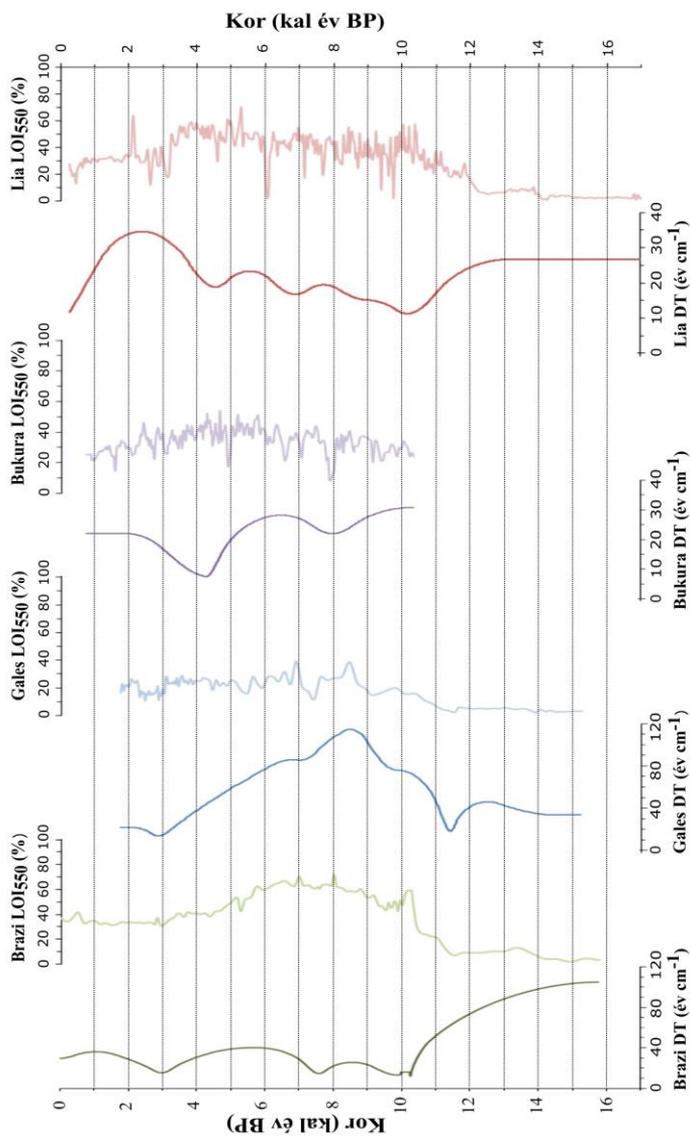
Ezek alapján megállapítható, hogy nem mutatható ki rezervoár hatás az összehasonlított üledék szakaszokon. Összességében mind a szárazföldi makrofossziliák mind pedig a különböző frakciók használható, trendbe illő koradatokat eredményeztek. Tehát azokon az üledék szakaszokon, melyek szerves anyagban még gazdagok, de kevés válogatható nagyságú teresztris makrofosszília áll rendelkezésre, a „bulk” üledék különböző frakciói jól alkalmazhatók.

A késő glaciális üledékszakaszon több esetben (Gales, Lia) kizárásra kerültek bizonyos koradatok. Ezeket nagy valószínűséggel 1) az alacsony szervesanyag-tartalom miatti jól datálható anyag (mint például a növényi makrofosszília) hiánya okozta, 2) a kis mintamennyiségből származó kevés mérhető C tartalom is okozhatott trendbe nem illő koradatokat, például ilyen esetben a mintaelőkészítés során a mintához keveredő modern szén jelentős hatással van a nagyon kis minta mennyiségekre (Wohlfarth és mtsai., 1998), 3) egy esetben feltételezhetően a fúrás során keveredhetett a késő glaciális üledékhez a holocén üledékszakaszról származó minta (Brazi).

5.3.2. Ülepedési ráta összehasonlítása más területekről származó üledékekkel

A Kárpátok területén belül nehéz találni olyan tanulmányt, mely az általunk vizsgált késő glaciális kora holocén időszakáig visszanyúlna gleccsertavak esetében és méréseken alapuló kormodellel rendelkezik (radiometrikusan korolt). Erről a területről a tanulmányok nagy része tőzeglápon született (Fârcaş és mtsai., 2013; Feurdean és mtsai., 2001; Jankovská és Pokorný, 2008; Ralska-Jasiewiczowa és mtsai., 2006; Rösch és Fischer, 2000; Tanţău és mtsai., 2011), ill. a magashegységi tavi üledékek felső rétegéből, mely nem éri el a késő glaciális holocén határt (Akinyemi és mtsai., 2013; Krno és mtsai., 2006; Sporka és mtsai., 2002; Štefková, 2006). Ezért főként más európai régiók (Alpok) vizsgálateival vettem össze az ülepedési időket.

A Retyezát-hegységéből vizsgált négy tó ülepedési ideje 8 és 115 év cm^{-1} között változott. Ez nagyon hasonló ahhoz, amit a Schwarzsee ob Sölden tónál (Alpok; 2796 m tszfm; 3,5 ha) mértek, ahol az ülepedési idő 8 és 124 év cm^{-1} 10 200 és 0 kal BP év között (Ilyashuk és mtsai., 2011). Tehát hasonló ülepedési folyamatok feltételezhetőek a holocén időszakában az Alpok keleti részéről. Goring et al., (2012) összefoglaló tanulmányában 215 holocén tavi üledék ülepedési rátáját vizsgálta az Egyesült Államok északi területeiről. Bizonyos trendek, adott ülepedéssel rendelkező időszakok voltak megfigyelhetőek a tavak esetében. Ilyen például az ülepedési idő gyors csökkenése 12 000 és 10 500 kal BP periódusban. A sekély tavak, a Lia és a Brazi esetében mi is ezt tapasztaltuk ebből az időszakból. Majd a tanulmány szerint a 10 500 kal BP év utáni időszakban a DT stabilizálódott és lassan csökkenni kezdett 2000 kal BP évig (Goring és mtsai., 2012). A két sekély tó esetében (Lia, Brazi) hasonló trend volt tapasztalható ebből a időszakból, azonban a Brazi esetében élesebb DT csökkenés volt tapasztalható 3000 kal BP év körül. A déli oldal tavainál, korábban, 4500 és 4200 kal BP évnél látható a DT minimumra csökkenése.



16. ábra A négy tóból (Brazi-, Gales-, Bukura- és Lia-tó) származó üledék ülepedési rátájának (DT, deposition time, év cm⁻¹) és szerves anyag tartalmának (LOI₅₅₀, loss-on-ignition) ábrázolása a kor (kal év BP) függvényében.

A DT csökkenése feltételezhetően egybeesik az emberi hatás növekedésével a területen, ami a Retyezát-hegység déli oldalán, a Bukura-tónál korábbról írható le, mint az északi területeken (Vincze és mtsai., 2017). Az ülepedési rátában akkor figyelhető meg növekedés, amikor a legeltetést jelző indikátor növények megjelennek a területen, feltételezve ezzel a hegyi pásztor gazdálkodást a tavak körül (Vincze és mtsai., 2017). Gaşiorowski, (2009) szintén jelentős DT csökkenést írt le abból az időszakból, amikor emberi hatás nyomai jelennek meg a területen. Goring et al. (2012) mérései alapján a holocén időszakra (350 – 11 700 kal BP év) 13 év cm^{-1} határozta meg az átlagos ülepedési időt. Erre az időszakra hasonló átlagos ülepedési értékeket kaptunk a déli oldal tavainál (Lia-tó: 18 év cm^{-1} , Bukura-tó: 17 év cm^{-1}), míg az északi oldal esetében kissé magasabb átlagos ülepedési idő írható le (Gales-tó: 28 év cm^{-1} , Brazi-tó: 23 év cm^{-1}). Ezek alapján megállapítható, hogy a Retyezát-hegységből vizsgált négy tó esetében a tengerszint feletti magasság kevés befolyással van az ülepedési rátára, ahogy azt más európai területekről korábbi tanulmányokban is leírták (Brothers és mtsai., 2008).

5.3.3. Az üledékgyűjtő nagyságának és az éghajlat változásának hatása a DT-re

Az ülepedési ráta jelentős változásokat mutat a három üledékszelvényénél, mely tartalmazza a késő glaciális időszakot (Brazi, Gales és Lia). A Brazi-tavat, mely viszonylag kis üledékgyűjtővel rendelkezik (0,06 km^2), a késő glaciális időszakában lassú üledék felhalmozódási sebesség jellemezte (ülepedési idő maximuma: 100-110 év cm^{-1}). Hasonlóan nagy DT értékeket mutat (71-45 év cm^{-1}) a Manastirsko-tavi (Rila-hegység, Bulgária; 2326 m tsfm) üledék a késő glaciális időszakból (Tonkov és mtsai., 2015). Ezzel ellentétben a Lia esetében, ami jóval nagyobb üledékgyűjtővel rendelkezik, gyors üledék felhalmozódás volt jellemző erre az időszakra (ülepedési idő maximuma: 21-26 év cm^{-1}). A vegetációs borítottság elenyésző volt a késő glaciális időszakban a déli oldalon, a Lia-tó (1910 m tszfm) magasságában (Orbán és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017), így fokozott erózió jellemezte ekkor a területet, míg az északi oldalon ugyanekkor a Brazi-tó (1740 m tszfm) magasságában már látható a fák és cserjék jelenléte (Magyari és mtsai., 2012; Orbán és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017). Ez a növényzeti borítottságból, a vízgyűjtő terület nagyságából adódó különbség magyarázza a két tó ülepedési rátájánál megfigyelhető eltérő DT értékeket.

A 10 000 – 11 000 kal BP év közötti időszakban a DT csökkenése, míg ezzel egyidejűleg a szervesanyag-tartalom jelentős növekedése figyelhető meg

három tó esetében. Ehhez hasonlóan a DT csökkenése figyelhető meg 11 500 kal BP évet követően a Steregoiu-tó (790 m tszfm, Gutin-hegység, Keleti-Kárpátok) területéről (Björkman és mtsai., 2002). A késő glaciális/ holocén időszakra jellemző felmelegedéssel nőtt a tavi és tó körüli szerves produktivitás, valamint az üledékfelhalmozódási ráták is.

Kivétel ez alól a Gales-tó, ahol 10 900 és 6050 kal BP év között nagyon magas DT érték (62 és 110 év cm^{-1}) figyelhető meg, ami az utolsó 6000 kal BP évben jelentősen lecsökken (29 év cm^{-1}). Bár számos abiotikus és biotikus vizsgálatot (például pollen, diatóma, geokémia) végeztünk ennél a tónál, még mindig bizonytalan ennek a magas DT értéknek, tehát alacsony felhalmozódási rátának az oka. A kora holocén időszakában a Gales-tó partját elérő fahatár stabilizálta a talajtakarót a tó körül (Orbán és mtsai., 2018), és ehhez még társult a tó alacsony produktivitása.

Látható, hogy az ülepedési ráta változások jelentős mértékben függenek a környezeti változásoktól, de egyaránt a területen megjelenő emberi hatás is befolyással van azokra (Vincze és mtsai., 2017).

5.4. A felszíni minták elemösszetételének változásai a tengerszint feletti magasság függvényében

A Retyezát-hegység területén a jelenlegi klimatikus viszonyok között öt növényzeti öv különíthető el (250 m-től középhegységi régió, 650 m-től alsó hegyvidéki régió, 1250 m-től felső hegyvidéki régió, 1550 m-től alhavasi régió és 2250 m-től a gyephavasi régió) (Berza, 2004). A vizsgált időskálán a növényzeti övek változása követi az éghajlati változásokat (pl. az erdőhatár felmelegedéskor magasabb, lehűléskor alacsonyabb tengerszint feletti magasságba tolódik el). Ezek a változások az üledékek összetételének vizsgálatával nyomon követhetőek, ugyanis a tóba jutó anyag összetételét a tó környezetében található növény és talajtakaró, valamint az alapkőzet összetétele, a mállási és talajképződési folyamatok, határozzák meg. Ahhoz, hogy megértsük ezeket a folyamatokat fontosnak tartottam vizsgálni a hegység területén jelenleg előforduló két domináns tűlevelű fafajt, az erdei fenyőt (*Picea abies*) és a törpefenyőt (*Pinus mugo*), valamint a különböző növényzeti övek talajának és az alapkőzetnek az elemösszetételét. A vizsgálatokat a tengerszint feletti magasságtól függően végeztem, az erdőhatárt 1730 m tszf magasságban határoztuk meg.

A Retyezát-hegységre jellemző alapkőzet a gránit, ezért a területről gyűjtött kőzetek eredményeit a retyezáti gránit átlagos elemösszetételével (Berza T., 2004) vettem össze (6. táblázat). Eredményeim nem tértek el szignifikánsan a retyezáti gránitra jellemző értékektől. A tengerszint feletti magasság változásával a legkevésbé variábilis összetételt a kőzet mutatta, a felszíni minták közül. Kis mértékben eltér az átlagtól a Ca, K, Mg és Ti koncentrációja (20. ábra).

6. táblázat A retyezáti gránit és a Pietrele-völgyből származó kőzetek elemösszetétele

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Retyezát gránit átlag (Berza, 2004)
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
min	70,2	0,01	12,04	0,6	0,02	0,09	0,71	2,98	3,12	
átlag	72,99	0,27	15,18	1,56	0,05	0,32	1,77	3,59	4,24	
max	76,7	0,61	17,7	2,94	0,16	0,53	2,63	5,22	4,84	

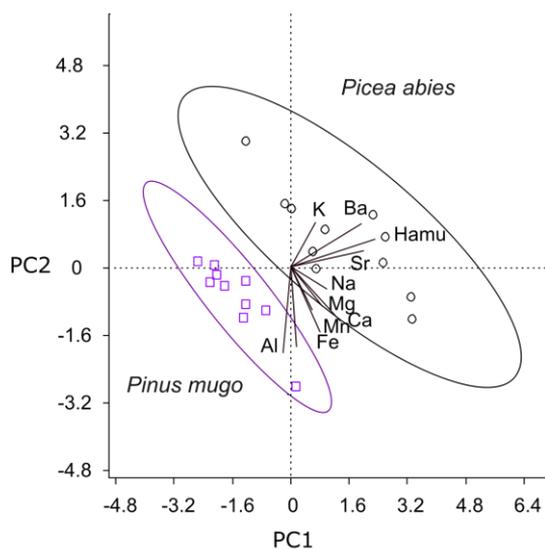
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Retyezát szíjtát adatok
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
átlag	70	0,10	16,9	0,85	0,10	0,34	1,21	1,65	2,77	
szórás	7,0	0,04	2,0	0,36	0,03	0,16	0,33	0,56	0,92	

A növényi minták közül a *Pinus mugo* a magasabb régióban, 1700 és 2100 m tszf magasságban fordult elő, míg a *Picea abies* tűlevelek az erdőhatár alatti (E.A.) területen (18. ábra). A növényi minták vizsgálati eredményeit főkomponens analízissel (PCA) összevetve jelentősen elkülönül a két faj (17. ábra). A tűleveleken mért elemkoncentrációkat a 7. táblázatban mg kg⁻¹ egységben adtam meg, mintavételi helyenként 3 egyedből vett levelek átlagmintájából. A K, Ca, és P mindkét fajnál nagy mennyiségben van jelen. A K, Ca, Mg, Sr, Ba és S koncentrációja nagyobb a *P. abies* esetében (7. táblázat), míg az Al és Ti a *P. mugo*-ban jobban dúsul.

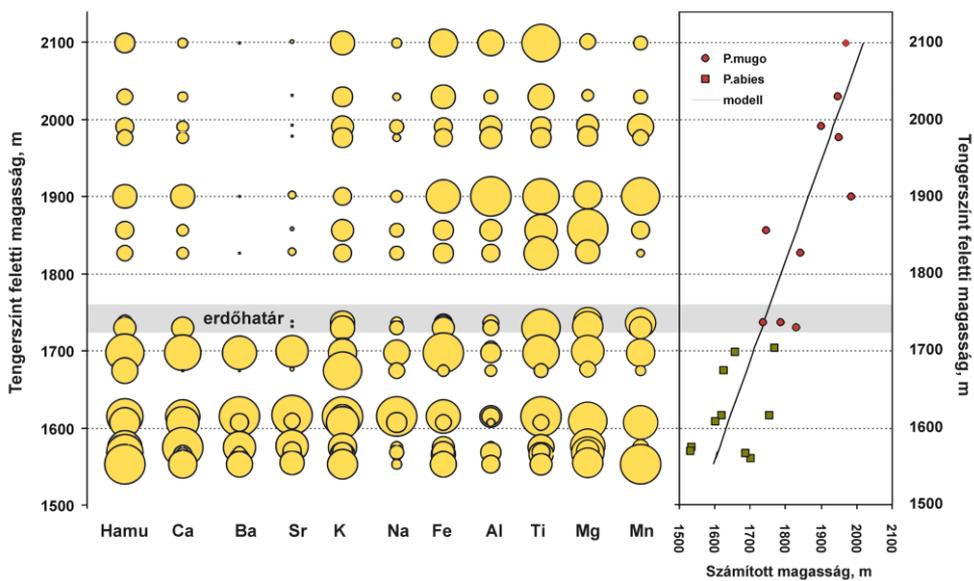
7. táblázat A növény minták (törpefenyő és lucfenyő tűlevél) átlagos elemkoncentrációja mg kg⁻¹ egységben megadva

Elem	törpefenyő (<i>P. mugo</i>)	lucfenyő (<i>P. abies</i>)
K	3780±311	4959±681
Ca	2505±594	3985±1378
P	2288±152	2566±281
Mg	850±168	902±160
S	621±70	1361±203
Mn	394±104	396±110
Al	257±57	200±31
Fe	122±19	131±27
Na	60±6	84±28
Zn	38±7	29±6
B	7±1	16±3
Ti	7±1	5±1
Cr	5±0,9	6±0,7
Cu	4±0,6	9±6
Sr	4±1	18±6
Ba	2±0,6	26±9
Li	1±0,1	2±0,6
Hamu	2±0,1	3±0,3

A 18. ábrán feltüntettem a két fajra jellemző elemösszetételt a tengerszint feletti magasság függvényében. Ez alapján látható, hogy mely elemekben mutatkozik dúsulás illetve melyekben szegényednek az egyes fajok a tengerszint feletti magasság változásával. A *P. mugo* Mg és Mn tartalma a magasabb régiókban csökkenést mutat, míg a Ba és Sr elhanyagolható mennyiségben fordul elő. A *P. abies* Al-ban szegény, a Na tartalom fluktuál a különböző tengerszint feletti magasságokban.



17. ábra A növényi minták (*Picea abies*: ○ és *Pinus mugo*: □) elemtartalmának főkomponens analízise



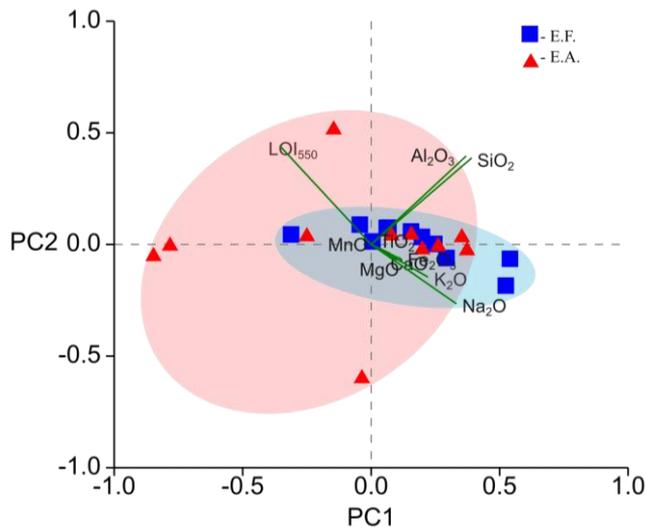
18. ábra A növényi minták elemösszetétele az erdőhatár alatti és feletti magasságban, illetve a *P. mugo* és *P. abies* fajok magasság szerinti előfordulása

A talajminták mintavételére 1520 és 2100 m tszf magasság között került sor. A minták oxidokra számított elemösszetételét és szervesanyag-tartalmát a 8. táblázatban foglaltam össze. A szervesanyag-tartalomban jelentős változások láthatóak (10 – 90%), főként az erdőhatár alatti és feletti minták esetében látható eltérés (2099 m tszf.m- 19,40%; 1900 m tszf.m.- 26,09%, 1607 m tszf.m.- 90,09%, 1569 m tszf.m-73,10%). A talajminták elemösszetételét főkomponens analízissel (PCA) hasonlítottam össze, logaritmikusan transzformált adatokból. A PCA ábrán (19. ábra) látható, hogy az elemösszetételben nem mutatkozik jelentősebb eltérés és az erdőhatár alatti és feletti minták sem különülnek el egymástól.

8. táblázat: A talajminták szervesanyag-tartalma és oxidokra számított elemösszetétele (%) az erdőhatár alatti (E.A.) és az erdőhatár feletti (E.F.) területeken

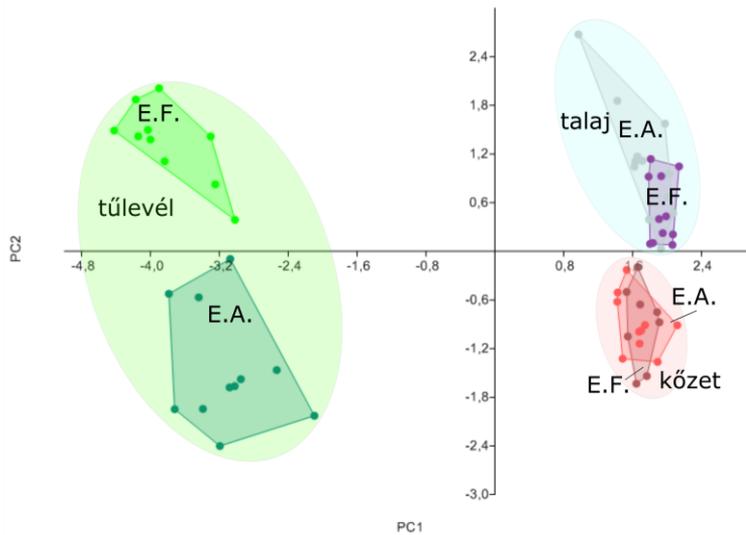
t.sz.f.m m	LOI _{550°C} %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	Fe ₂ O ₃ %	K ₂ O %	MgO %	MnO %	Na ₂ O %	SiO ₂ %	TiO ₂ %
E.F.										
2099	19,40	19,35	1,38	2,61	3,50	0,77	0,00	5,20	50,39	0,24
2030	30,58	12,97	1,22	1,60	2,61	0,51	0,00	2,93	43,25	0,21
2030	58,36	6,72	0,93	1,54	1,36	0,41	0,00	1,58	24,52	0,18
1991	35,97	9,22	1,32	1,74	1,85	0,63	0,00	2,10	36,37	0,35
1977	13,22	14,7	1,64	2,22	2,93	0,88	0,00	4,60	50,69	0,28
1900	26,09	12,99	2,39	1,96	2,57	0,62	0,16	3,88	41,92	0,31
1856	32,37	11,96	1,61	1,66	1,87	0,40	0,00	2,85	45,11	0,33
1827	48,25	10,24	1,52	1,57	1,84	0,41	0,00	2,35	34,04	0,22
1736	25,11	11,66	1,99	1,82	1,95	0,52	0,00	3,00	50,80	0,25
1736	44,51	12,35	1,26	2,23	2,07	0,64	0,00	2,71	34,68	0,38
E.A.										
1730	38,60	11,19	1,31	2,12	2,02	0,56	0,00	2,24	39,79	0,34
1703	28,92	16,31	1,89	2,72	2,58	0,77	0,00	3,62	48,75	0,34
1698	32,47	13,05	1,18	3,23	2,00	0,79	0,00	2,20	40,40	0,38
1674	20,31	12,13	1,11	1,54	1,56	0,51	0,00	2,86	53,86	0,28
1615	81,70	3,59	1,16	0,96	0,56	0,23	0,00	0,55	12,95	0,10
1607	90,09	2	0,87	1,02	0,44	0,21	0,01	0,14	6,60	0,08
1575	81,53	2,84	0,84	1,09	0,54	0,22	0,01	0,50	11,99	0,09
1569	73,10	15,61	1,19	1,25	0,75	0,30	0,00	0,74	54,68	0,13
1566	26,55	14,48	1,70	2,87	2,54	1,89	0,07	3,53	49,43	0,43
1560	16,73	3,87	1,57	2,22	2,30	0,69	0,00	4,15	16,72	0,39
1553	23,23	10,82	1,18	1,25	1,47	0,39	0,00	3,25	49,50	0,26
1530	37,18	11,05	1,18	2,09	1,74	0,59	0,00	2,70	39,31	0,32
1521	57,10	7,25	1,65	1,93	1,50	0,67	0,02	1,49	25,91	0,19

A kőzet, talaj és tülevél minták elemösszetételét főkomponens analízis segítségével hasonlítottam össze, logaritmikusan transzformált adatokból (20. ábra). Elkülönítettem az erdőhatár alatti (E.A.) és az erdőhatár feletti (E.F.) területekről származó mintákat. A kőzetminták esetében szinte egyáltalán nem térnek el az erdőhatár alatti és feletti területekről származó minták. A talajmintáknál enyhén elkülönül az E.A. és E.F.-ről származó minták elemösszetétele. A PCA ábrán látható, hogy az erdőhatár alatti és feletti növényi minták teljesen elkülönülnek egymástól, mivel a két faj elemösszetétele nem mutat hasonlóságot. Valamint a növényi minták jelentősen elkülönülnek a kőzet- és a talajmintáktól is.

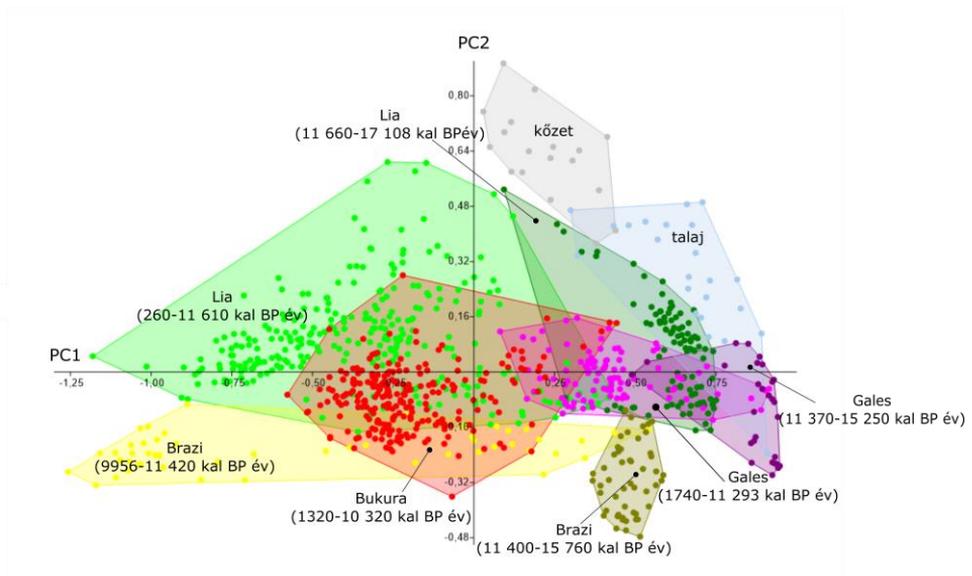


19. ábra A talajminták elemösszetétel változása az erdőhatár alatti (E.A.) és erdőhatár feletti (E.F.) területeken

Főkomponens analízis vizsgálattal összehasonlítva a kőzet és talaj minták, valamint a négy tó elemösszetételét látható (21. ábra), hogy a tavi üledékek késő glaciális anyaga nagy mértékben a talaj összetétellel mutat hasonlóságot. Míg az üledékek felső, holocén szakasza teljesen elkülönül. Ez alapján is megállapítható, hogy a gleccserek visszahúzódását követően kialakult tavak korai szakaszában még erőteljesen az alapkőzet és a talaj összetétel dominálta az üledék összetételét mindaddig, amíg a talaj stabilizálódása be nem indult és a magasabban lévő területeken is erőteljesebb vegetáció jelent meg.



20. ábra Kőzet, talaj és tűlevél elemösszetétel változása az erdőhatár alatti (E.A.) és erdőhatár feletti (E.F.) területről származó mintákban



21. ábra A kőzet, talaj és tavi üledékek elemösszetételének PCA összehasonlítása, elkülönítve a késő glaciális és holocén időszakot

5.5. Új paleolimnológiai rekonstrukció az üledék elemösszetétele alapján

A vizsgált gleccsertavak a Retyezát-hegységre jellemző gránit alapközetben keletkeztek. A vízgyűjtőterület kőzetének jellemző összetételét az irodalmi adatok (Berza, 2004; Berza és Tatu, 2002) mellett saját vizsgálatokkal határoztam meg. A retyezáti gránitot három fő ásvány alkotja, a mikroklin, plagioklász és a kvarc, valamint biotit és muszkovit csillámokat tartalmaz (Berza et al. 2002, Berza et al. 2004). Járulékos (akcesszórius) ásványai az apatit és cirkon (Berza et al. 2004). A gránit mállása során Na, K, Ca, Mg és Fe kationok szabadulnak fel és agyagásványok keletkeznek. A kvarc ellenáll a mállásnak. A grániton képződött talaj kőzettörmelékes és K, P-ban gazdag, míg Ca-ban szegény.

Az üledékek elemösszetételének vizsgálatakor a következő elemek koncentrációját határoztam meg: Al, Ti, Ca, Mg, K, Na, Fe, Si és Mn.

5.5.1. A Bukura és Gales tavak üledékének geokémiai vizsgálata

A Gales-tó esetében az 1740 és 10 300 kal év BP időszakot 94 részminta reprezentálja a 196 cm-es üledékszelvényből. A Bukura-tó esetében 494 cm hosszú üledék szakaszt dolgoztunk fel, mely 740 és 10 300 kal év BP időperiódust ölel át, amit 250 darab részminta reprezentál. Az oxidokra számított geokémiai összetételt (%) és a számított dúsulási tényező (EF) eredményeit a 23. és 24. ábrán a kor adatok függvényében ábrázoltam, valamint ezek mozgó átlagát ($n=3$) is feltüntettem a jelentősebb geokémiai zónákkal kiemelve (G 1-7, B 1-7). Mindkét üledék szelvény esetén relative kis variabilitás mutatkozik a geokémiai összetételben a holocén időszak alatt (9. táblázat, 23. és 24. ábra). Mivel a geokémiai összetételben kismértékű változások vannak, ezért a főkomponensek sem különülnek el jelentősen. Azonban a számított dúsulási tényező (EF) alapján láthatóak bizonyos változások az egyes időszakokra vonatkozóan (23. és 24. ábra). Az alapközet homogenitását figyelembe véve ezek a változások külső tényezőkre utalnak, mint például a vegetációban bekövetkezett változás, a talaj képződés folyamata a területen (Giguet-Covex és mtsai., 2011; Koinig és mtsai., 2003) és a víztesten belüli változásokra egyaránt (Tribovillard és mtsai., 2006).

Az üledékek elemösszetételének kapcsolatát Pearson-féle korrelációs együtthatóval vizsgáltam mindkét tó esetében. Az eredményeket a 10. táblázatban tüntettük fel. Mindkét üledék esetében szoros pozitív korreláció van a SrO és a Na₂O ($r_{Gal}=0,81$; $r_{Buk}=0,92$) között, valamint a SrO és BaO is hasonló korrelációt

mutat ($r_{Gal}=0,654$; $r_{Buk}=0,85$). A következő elemeknél szintén szoros kapcsolatot találtunk: MgO és Al_2O_3 ($r_{Gal}=0,84$; $r_{Buk}=0,85$), MgO és BaO ($r_{Gal}=0,79$; $r_{Buk}=0,66$), MgO és Fe_2O_3 ($r_{Gal}=0,86$; $r_{Buk}=0,63$), MgO és K_2O ($r_{Gal}=0,93$; $r_{Buk}=0,76$) valamint az Al_2O_3 és K_2O ($r_{Gal}=0,93$; $r_{Buk}=0,87$) és BaO ($r_{Gal}=0,74$; $r_{Buk}=0,87$).

9. táblázat A Gales-3 (n=94) és Buk-5 (n=250) üledékek elemkoncentrációjának leíró statisztikája

Gales-3	Minimum	Maximum	Átlag	S.D.
	%	%	%	±
LOI _{550°C}	10,47	39,17	21,46	5,41
Al_2O_3	11,50	20,19	14,80	1,51
BaO	0,068	0,15	0,10	0,012
CaO	0,88	2,32	1,32	0,24
Fe_2O_3	1,73	4,87	2,81	0,56
K_2O	1,68	3,40	2,33	0,36
MgO	0,93	2,46	1,51	0,27
MnO	0,027	0,12	0,049	0,014
Na_2O	1,77	3,69	2,46	0,40
SiO_2	33,86	60,31	47,19	5,90
SrO	0,025	0,046	0,033	0,005
TiO_2	0,23	0,42	0,32	0,036
Buk-5				
LOI _{550°C}	8,19	53,75	34,49	7,82
Al_2O_3	7,12	15,55	9,07	1,44
BaO	0,033	0,10	0,052	0,012
CaO	0,62	1,64	1,09	0,18
Fe_2O_3	1,17	2,80	1,61	0,33
K_2O	0,81	2,89	1,33	0,32
MgO	0,47	1,98	0,71	0,17
MnO	0,015	0,24	0,044	0,029
Na_2O	0,81	2,96	1,30	0,35
SiO_2	25,92	53,58	40,61	5,59
SrO	0,016	0,054	0,026	0,005
TiO_2	0,15	0,45	0,24	0,044

Ezek az eredmények is megerősítik, hogy mindkét tó viszonylag stabil geokémiai környezetben található, homogén gránitos alapkőzeten (Berza, 2004). Valamint ezek a korrelációk azt is mutatják, hogy a szerves anyag nem korrelál közvetlen egyik vizsgált elemmel sem, tehát ezeknek az elemeknek nincs közvetlen szerves anyag eredete. Míg a TiO_2 a MgO-al, K_2O -al és Al_2O_3 -al korrelál szorosan, ami a törmelékes, az alapkőzet mállásából származó eredetre utal (Kylander és mtsai., 2011).

A főkomponens analízist (PCA) a két tavi üledékre külön-külön készítettem el log-transzformált adatokból (11. táblázat, 22. ábra). A Gales üledék esetében az első főkomponens 37%-ban magyarázza a teljes varianciát és nagyon hasonlóan a Bukura üledékhez a MgO, TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O és a BaO jellemzi.

Azonban a SiO₂ geokémiai folyamatainak szabályozásában eltérés feltételezhető a két üledék esetében (23. és 24. ábra).

10. táblázat A Gales-3 és Buk-5 üledékek elemkoncentrációjának Pearson-féle korrelációs koefficiens (r) eredményei

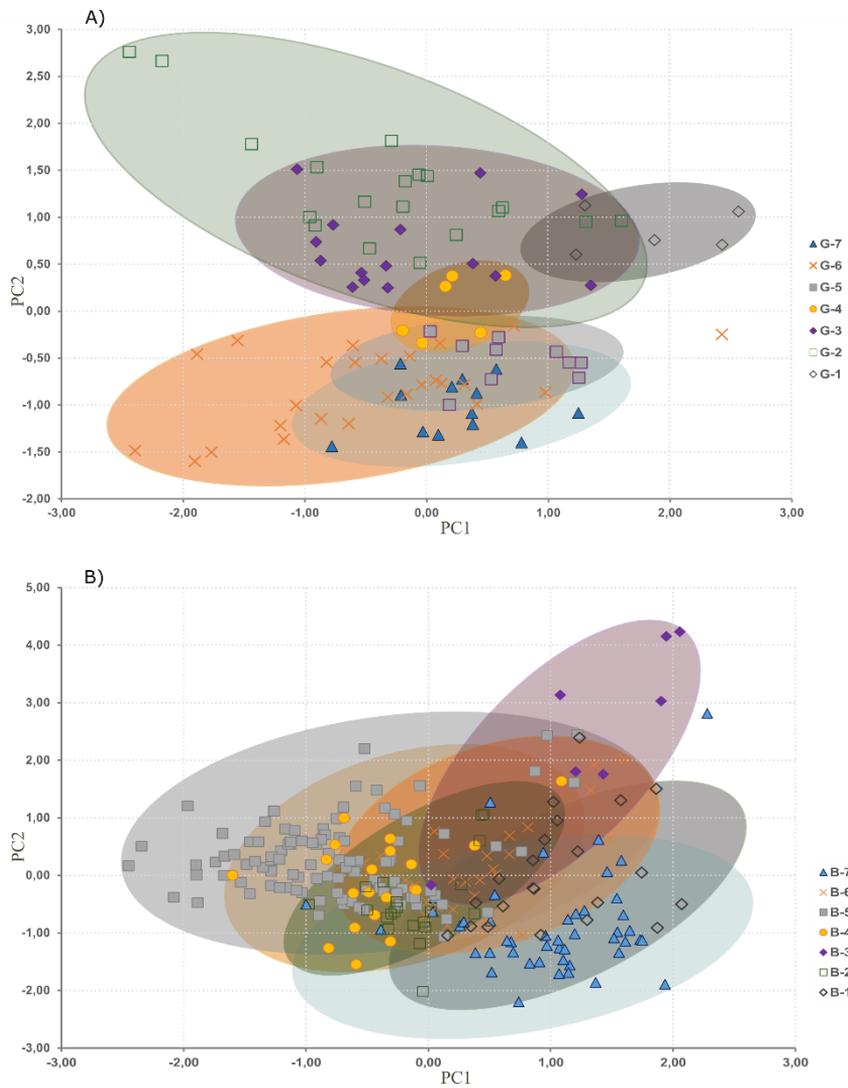
Gales												
	LOI ₅₅₀	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	SrO	TiO ₂
LOI ₅₅₀	1,00											
Al ₂ O ₃	-0,38	1,00										
BaO	-0,47	0,74	1,00									
CaO	0,37	0,17	0,26	1,00								
Fe ₂ O ₃	-0,04	0,77	0,57	0,44	1,00							
K ₂ O	-0,31	0,87	0,78	0,32	0,89	1,00						
MgO	-0,28	0,84	0,79	0,31	0,86	0,93	1,00					
MnO	0,11	0,41	0,34	0,49	0,65	0,56	0,51	1,00				
Na ₂ O	-0,74	0,34	0,58	-0,00	0,03	0,38	0,31	0,04	1,00			
SiO ₂	-0,75	0,21	0,24	-0,32	-0,19	-0,05	-0,05	-0,24*	0,42	1,00		
SrO	-0,54	0,48	0,64	0,37	0,41	0,62	0,52	0,35	0,81	0,16	1,00	
TiO ₂	-0,27	0,59	0,59	-0,07	0,37	0,48	0,68	0,13	0,16	0,07	0,12	1,00

Bukura												
	LOI ₅₅₀	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂	SrO	TiO ₂
LOI ₅₅₀	1,00											
Al ₂ O ₃	-0,80	1,00										
BaO	-0,69	0,87	1,00									
CaO	0,20	0,19	0,37	1,00								
Fe ₂ O ₃	-0,54	0,57	0,78	0,36	1,00							
K ₂ O	-0,84	0,93	0,86	0,14	0,65	1,00						
MgO	-0,73	0,76	0,66	0,03	0,63	0,76	1,00					
MnO	0,04	0,01	0,26	0,34	0,39	0,06	0,02	1,00				
Na ₂ O	-0,59	0,83	0,77	0,40	0,38	0,79	0,45	0,07	1,00			
SiO ₂	-0,93	0,68	0,50	-0,37	0,34	0,70	0,66	-0,17	0,42	1,00		
SrO	-0,51	0,80	0,85	0,59	0,51	0,76	0,45	0,20	0,92	0,33	1,00	
TiO ₂	-0,77	0,72	0,49	-0,17	0,38	0,74	0,71	-0,19	0,39	0,77	0,34	1,00

*a nagy korrelációs értékek vastagon szedettek

A második főkomponens 24%-ban magyarázza a teljes varianciát, melyet a Fe₂O₃, CaO, MnO jellemez, valamint negatívan korrelál a SiO₂. Míg a harmadik főkomponens (22%) a Na₂O és SrO változását foglalja össze.

A Bukura üledék esetében az első főkomponens (22. ábra) 41%-ban magyarázza a teljes varianciát és főként a SiO₂, TiO₂, MgO, K₂O és Al₂O₃ jellemzi. Ezek a minerogén elemek főként a szilikát frakcióhoz köthetők (Tribovillard és mtsai., 2006), mely szoros összefüggésben van a fizikai és kémiai mállással, ami a Bukura üledékgyűjtőjén zajlott az üledék keletkezésének időszakában. A második főkomponens 31%-ban magyarázza a teljes varianciát, melyet a SrO, Na₂O, CaO, BaO alkot, ezek a kémiai mállási folyamatokról és erózióról nyújtanak információkat (Tribovillard és mtsai., 2006). A MnO és Fe₂O₃ képviseli a harmadik főkomponenst, ami 16%-ban magyarázza a teljes varianciát. Ezeket az elemeket gyakran alkalmazzák a redoxi környezet indikátoraként és az üledék képződés során bekövetkezett biogeokémiai változások értékelésénél (Haliuc és mtsai., 2017; Naehér és mtsai., 2013).



22. ábra A Gales-3 (A) és Buk-5 (B) üledékek elemkoncentrációjának főkomponens analízis eredményei, különböző színekkel és háttér körökkel jelölve az egyes geokémiai zónák láthatóak

11. táblázat A Gales-3 és Buk-5 üledékek elemkoncentrációjának főkomponens analízis eredményei

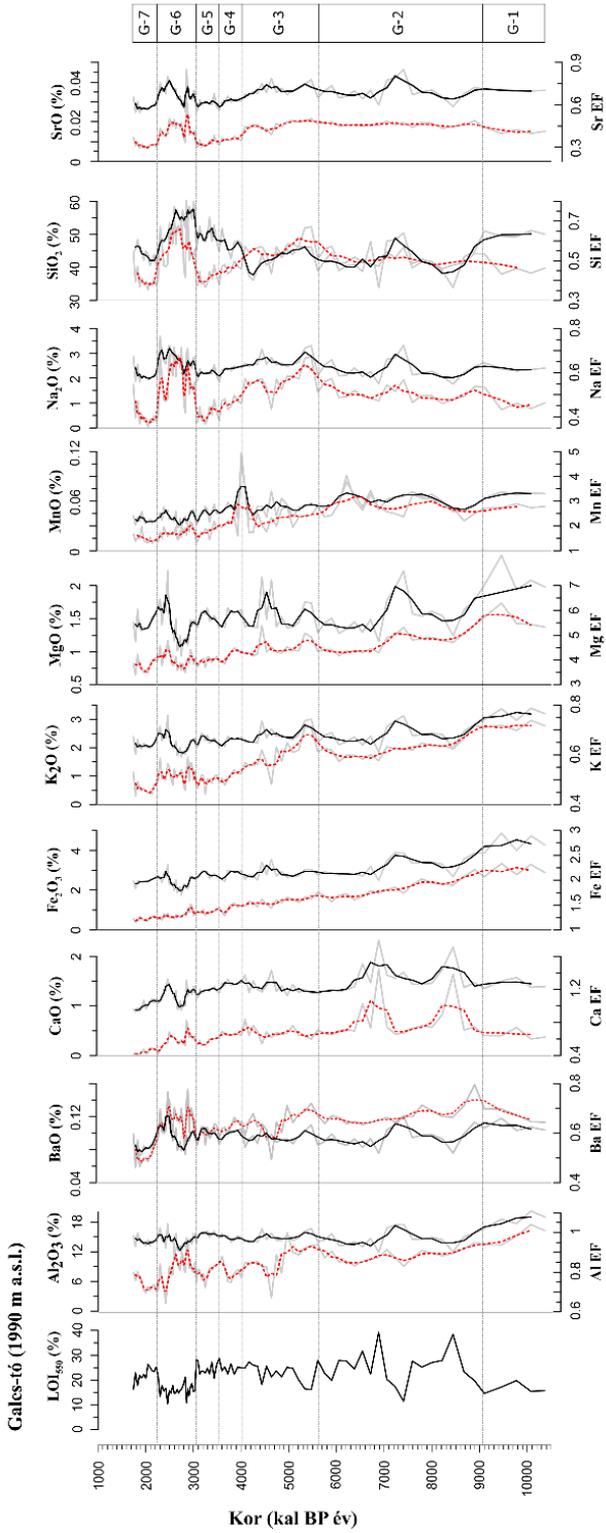
Gales-3				
Elemek	PC 1	PC 2	PC 3	Kommunalitás
Al ₂ O ₃	0,851	0,138	0,329	0,851
BaO	0,730	0,159	0,545	0,855
CaO	0,038	0,829	0,162	0,714
Fe ₂ O ₃	0,686	0,662	0,022	0,909
K ₂ O	0,766	0,465	0,349	0,924
MgO	0,887	0,364	0,197	0,959
MnO	0,277	0,747	0,077	0,641
Na ₂ O	0,163	-0,083	0,936	0,909
SiO ₂	0,097	-0,625	0,533	0,684
SrO	0,217	0,372	0,853	0,913
TiO ₂	0,885	-0,191	-0,056	0,823
Variancia %	36,77	24,08	22,63	
Kumulatív %	36,77	60,85	83,47	
Buk-5				
Al ₂ O ₃	0,757	0,605	0,055	0,942
BaO	0,566	0,663	0,396	0,917
CaO	-0,388	0,713	0,409	0,826
Fe ₂ O ₃	0,496	0,292	0,717	0,846
K ₂ O	0,808	0,516	0,134	0,936
MgO	0,854	0,223	0,232	0,833
MnO	-0,152	0,066	0,867	0,779
Na ₂ O	0,353	0,886	-0,044	0,911
SiO ₂	0,916	0,046	-0,124	0,856
SrO	0,285	0,920	0,180	0,960
TiO ₂	0,889	0,112	-0,097	0,812
Variancia %	41,16	30,59	15,44	
Kumulatív %	41,16	71,76	87,44	

A >0,5 PCA faktorok vastaggal szedettek

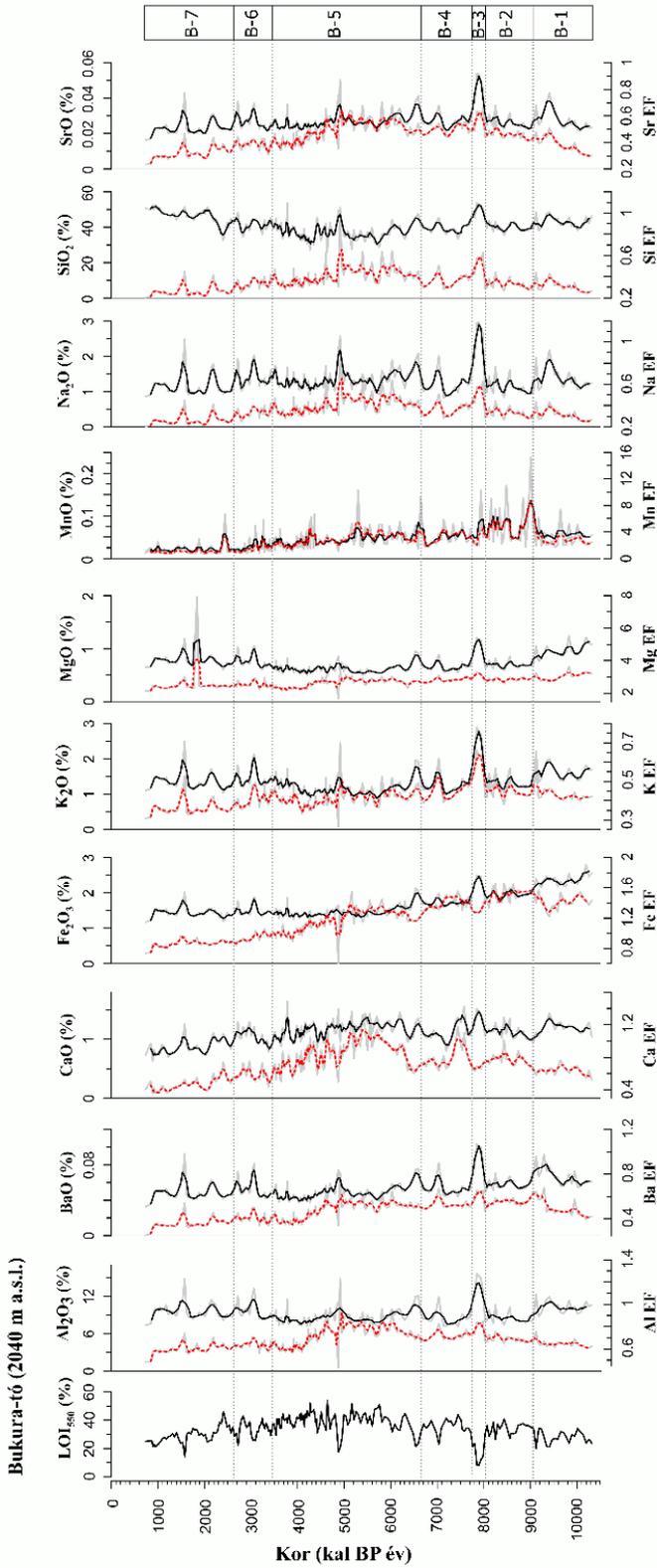
Az üledékek geokémiai összetételét, kiegészítve a számított dúsulási tényezővel (EF) a kor adatok függvényében ábrázoltam, melyet a 23. és 24. ábra tartalmaz. Az ábrákon látható a geokémiai adatok és az EF mozgó átlaga (n=3), valamint a jelentősebb geokémiai zónák. Mindkét üledék esetében 7 zónát különítettem el, melyek jelölése a Galesnél G 1-7, míg a Bukura üledéknél B 1-7. A G-1 zónában (10 300-9090 kal BP év, 196-180 cm) mértük az Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O és MgO legmagasabb koncentrációit a teljes üledékre nézve, ezeknek az elemeknek a váltakozása nagyon hasonló (23. ábra). A szervesanyag-tartalom változása ebben a zónában állandó és alacsony (LOI₅₅₀ = 16,52%). MnO, SrO és Na₂O kismértékű változást mutatott. A G-2 zónában, 9090 és 5600 kal év BP között (180-142 cm) az Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, MgO, Na₂O és SiO₂ jelentősen ingadozott, ez alatt az idő alatt két markánsabb csökkenés látható 8500 és 6900 kal BP évnél, míg 7400 kal BP évnél nőtt ezeknek az elemeknek a koncentrációja

(23. ábra). A CaO koncentrációja ezzel ellentétes változást mutatott. A szervesanyag-tartalom és SiO₂ koncentrációjának ingadozása nagy mértékű volt ebben az időszakban, 12-39% ill. 33-51%. A harmadik zónában (G-3, 142-112 cm), ami az 5600 és 4000 kal BP év közötti időszakot öleli át, a MgO és Na₂O mutatott kis mértékű változást. Az időszak végén a MnO koncentrációjának növekedése figyelhető meg (23. ábra). A szervesanyag-tartalom és SiO₂ ingadozása továbbra is nagy mértékű volt. A negyedik zóna (G-4, 4000-3600 kal év BP, 112-100 cm) és az ötödik zóna (G-5, 3600-3100 kal év BP, 100-80 cm) rövidebb időtartamú és a geokémiai proxik nem mutatnak különösebb változást. G-6 zóna (3100-2300 kal év BP, 80-28 cm) a legtöbb elem tekintetében nagy koncentrációbeli változások figyelhetőek meg. Míg a szervesanyag-tartalom jelentősen csökkent, 10%-ra, addig a SiO₂ koncentrációja ebben az időszakban volt a legmagasabb, mintegy 61% (23. ábra). Az Al₂O₃, BaO, CaO, Fe₂O₃, K₂O és MgO hasonló csökkenő trendet mutat egészen 2600 kal BP év időszakig, majd ezt követően enyhe növekedés figyelhető meg a zóna végéig. A G-7 zónában (2300-1750 kal év BP, 28-2 cm) a legtöbb elemet kismértékű koncentráció változás jellemzi (23. ábra).

A Bukura-tavi üledék esetében (24. ábra) a szervesanyag-tartalom magasabb (27%) volt a kora holocén időszakában (B-1 zóna; 10300-9060 kal év BP, 494-454 cm), mint a Gales üledék esetében, majd tovább növekedett 40%-ra a B-2 zónában 9060 és 8050 kal év BP között (454-410 cm). Az Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O és SiO₂ koncentrációja viszonylag állandó mindkét zónában. A B-3 zónában (8030-7700 kal év BP, 410-396 cm) jelentős változások láthatóak az elemek koncentrációjában és a szervesanyag-tartalomban, amely 8%-ra csökkent le 7900 kal BP évnél, ugyanekkor az Al₂O₃, SiO₂, SrO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, BaO és Na₂O gyors növekedése figyelhető meg. A szervesanyag-tartalom újra megnövekedett a B-4 zóna elején (7800-6700 kal év BP, 396-356 cm), azonban 7100 kal év BP körül ismételt minimuma van (22%) és ezzel fordítottan az Al₂O₃, BaO, K₂O, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, SiO₂ és SrO maximum értéket ért el ebben az időszakban. A szervesanyag-tartalom a B-5 zónában (6700-3500 kal év BP, 356-146 cm) érte el a legmagasabb átlag értéket (40%), de széles tartományban változott ez alatt az időszak alatt (18 és 54% között). Két időszakot (~6600 és ~4900 kal év BP) alacsony szervesanyag-tartalom jellemez és ezzel egy időben az Al₂O₃, BaO, K₂O, Na₂O, SiO₂, TiO₂ és SrO koncentrációja ekkor a legnagyobb. Kiseb mértékű változások láthatóak a B-6 zónában (3500-2650 kal év BP, 146-90 cm). A B-7 zónában (2650-740 kal év BP, 90-2 cm) a szervesanyag-tartalom átlagos értéke alacsony (29%) és minden elem koncentrációnál jelentős változások láthatóak.



23. ábra A Gales-3 tüledék (Gales-tó) geokémiai összetétele (%), szürke vonal) és a számított dúsulási faktor (EF, piros vonal alatti szürke vonal) értékek ábrázolása látható a kor adatok függvényében, valamint ábrázoltuk a geokémiai adatok (%), fekete vonal) és a dúsulási faktor (EF, piros szaggatott vonal) mozgó átlagát (n=3) a jelentősebb geokémiai zónákkal kiemelve (G 1-7).



24. ábra A Buk-5 üledék (Bukura-tó) geokémiai összetétele (%), szürke vonal) és a dúsulási faktor (EF, piros vonal alatti szürke vonal) értékek ábrázolása a kor adatok függvényében, valamint ábrázoltuk a geokémiai adatok (%), fekete vonal) és a dúsulási faktor (EF, piros szaggatott vonal) mozgó átlagát (n=3) a jelentősebb geokémiai zónákkal kiemelve (B 1-7).

5.5.2. Lokális és regionális környezeti változások rekonstrukciója a Gales- és Bukura-tavi üledékek összetétele alapján

A Gales- és Bukura-tó üledékén végzett pollen, kovaalga, mikropernye, szerves anyag és geokémiai vizsgálatokat együttesen értékelve komplexebb környezeti képet kapunk a különböző időszakokról. A növényzetben megfigyelhető változásokhoz kiegészítő információt nyújt a geokémia, mivel ezáltal rekonstruálhatóak például az üledékgyűjtő folyamatai, az eróziós időszakok és azok intenzitása vagy az üledék gyűjtő talajtakarójában bekövetkezett változások (Braun és mtsai., 2013; Haliuc és mtsai., 2017; Longman és mtsai., 2017; E. K. Magyari és mtsai., 2009). A leggyakrabban alkalmazott vizsgálat az üledékek szervesanyag-tartalmának meghatározása, mely alapján következtethetünk a tó és környezetének biológiai produktivására (Dean, 1974; Heiri és mtsai., 2001). Míg a pollen vizsgálatokkal a lokális és regionális vegetáció változásokról kapunk részletes képet, addig a mikropernye akkumulációs ráta értékeiből a regionális tüzek (20-50 km sugárban) rekonstruálhatóak. A kovaalgák nagyon hatékonyak a klímaváltozás vizsgálatában, mivel a vegetációnál sokkal gyorsabban, szinte azonnal reagálnak a környezet változásaira, rövid életciklusuknak köszönhetően. A kovaalgák vizsgálata akár éves vagy évszakos felbontásban is lehetséges, leginkább a csapadék viszonyokra, a vízszint változásra, a szél intenzitásra és a tápanyag változásaira érzékenyek (Buczko, 2016).

A két üledékmag teteje eltérő időszakra esik, a korábban már leírt mintavételi problémákból adódóan (Hubay és mtsai., 2018c), így a Gales-tónál 1700 kal BP év, míg a Bukura-tó esetében 690 kal BP év. A meghatározott geokémiai zónák eltérő időszakra esnek a két tó esetében, csupán az első zóna esik egybe (G-1: 10 300-9090 kal BP év és B-1: 10 300-9060 kal BP év), valamint megközelítőleg hasonló még a 6- és 7-es zóna, ami a Gales esetében G-6-7: 3100-1760 kal BP év közé esik, míg a Bukuránál, B-6-7: 3500-740 kal BP év. Határozottan eltér egymástól a geokémiai zónahatár a pollen zónahatároktól, csupán a Gales első zónája esik azonos időszakra (G-1 geokémiai zóna: 10 300-9090 kal BP év, G-1 pollen zóna: 10 300-9330 kal BP év). Ezek a különbségek visszavezethetőek arra, hogy némileg eltérő az északi és déli oldal talajtakaró- és vegetációfejlődésének alakulása, amit akár a két régióban mutatkozó eltérő emberi tevékenység is okozhat, illetve azt is figyelembe kell venni, hogy a kémiai vizsgálatokat sokkal nagyobb felbontásban végeztem a Bukura-tó esetében.

Bár a két tó (Gales-tó és Bukura-tó) által reprezentált időszakban sokkal kisebb amplitúdójú változásokat figyelhetünk meg az üledékekben, mint például

a Brázi-tó (Braun és mtsai., 2013) késő glaciális és kora holocén váltás időszakában, mégis rekonstruálható néhány jelentős környezeti változás az üledékekből, mely mindkét tó esetében mutatkozik és a többi biotikus vizsgálattal is alátámasztható (pollen, kovaalga, makrofosszília; (Buczko és mtsai., 2018; Finsinger és mtsai., 2018; Orbán és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017). Ezek közül legjelentősebb az emberi tevékenység hatására bekövetkezett változás, mely mindkét tónál megjelenik. A következőkben időszakokra határolva foglalom össze ezeket.

5.5.2.1 Kora holocén (10 300-9000 kal BP év)

A kora holocén időszakában mindkét tó esetében azonos periódusba esik az első zóna 10 300 és 9090 kal BP év között a Gales üledéknél (23. ábra) és 10 300 és 9060 kal BP év között a Bukura üledékénél (24. ábra). A Gales üledékét azonban lassú ülepedési ráta jellemzi ebben a periódusban (16. ábra). A fizikai málláshoz köthető elemek magas koncentrációja figyelhető meg végig a profilban (Al, Fe, K, Mg), és viszonylag alacsony szervesanyag-tartalom. Ezek alapján is következtethetünk rá, hogy a terület vegetációs borítottsága még gyér volt ebben az időszakban, ami elősegítette a gránitos alapkőzet mállását és bemosódását a tóba. Ezt az üledékeken végzett növényi makrofosszília tanulmányok is megerősítik (Orbán és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017), mely szerint csekély, főként törpefenyő (*Pinus mugo*) és lágyszárúak makrofosszília maradványai (*Rumex alpinus*, *Cariophyllaceae*) találhatóak az üledékben. A túlevelűek (*Pinus cembra*, *Picea abies*, *Larix decidua*) szórványosan jelentek meg a területen, főként a Gales-tó körül, erre utal, hogy csupán néhány gázcserenyílás őrződött meg az üledékben.

A Gales-tóból származó kovaalga vizsgálatok szintén változást írnak le a szedimentológiában és a tápanyag növekedését ebből az időszakból, melyet a bentikus fajok dominanciája jellemez (Buczko és mtsai., 2018).

A Retyezát-hegység déli oldalán található, Bukura-tó esetében szintén 10 300 és 9060 kal BP évnél különül el a geokémiai zóna. Ekkor a fahatár kezdi közelíteni a tavat, 9600 kal BP évnél megtelepszik a *Pinus mugo* a parti zónában, és a *P. cembra* fák 9500 kal BP évnél találhatóak meg a tó környezetében (Vincze és mtsai., 2017). Ebben az időszakban magasabb szerves anyag beáramlás figyelhető meg, valamint a Sr és Ba növekedése, mely elemek viszonylag magas koncentrációban fordulnak elő a túlevelűekben. Az ÉNY francia Alpokból vizsgált Anterne-tó (2060 m a.s.l., Giguët-Covex et al., 2011) esetében a fizikai mállás volt

jellemző ebben az időszakban, míg Európa dél-keleti részét nedvesebb, azonban instabil éghajlat jellemezte ekkor (Bozilova és Tonkov, 2000).

5.5.2.2. Középső-Holocén (9000-6500 kal BP év)

A Gales üledékben a középső-holocén időszakában (9000-6500 kal BP év) volt a legmagasabb a szervesanyag-tartalom. A szervesanyag-tartalom és a Ca egyaránt az időszak elején kezdett el markánsan növekedni, ami a fokozott vízi és szárazföldi produktivitásra utal, mely 8400 kal BP évnél érte el a maximumot, ami egybe esik a mogyoró (*Corylus*) maximális elterjedésével (Magyari és mtsai., 2018). A Gales-tavi üledékben 7400 kal BP évnél az üledék sztratigráfiában és a geokémiai összetételben egyaránt változás figyelhető meg, ami a szervesanyag-tartalom csökkenésében és finom szemcseméretű homok megjelenésében mutatkozik, mely alapján erős eróziós aktivitás valószínűsíthető a vízgyűjtő területen. Hasonló szervesanyag-tartalom csökkenés írható le a Bukura üledékből 7900 kal BP évből és ekkor a fizikai mállásra utaló összetevők (Al, K, Mg; Haliuc et al., 2017; Koinig et al., 2003; Kylander et al., 2011) növekedése figyelhető meg. A déli oldalon 7200 kal BP év körül a mikropernye mennyisége viszonylag magas volt a Bukura-tóban, ami a regionális erdőtüzek fokozódására enged következtetni. Mindkét tónál időszakosan megfigyelhető eróziós események feltételezhetően a hosszúra nyúló téli vagy tavaszi időszak lavináihoz és hóolvadás eseményeihez köthető, hasonló eseményeket írtak le a közeli Sebes-hegység lágjából (Longman és mtsai., 2017). Valószínűleg nem az erdőtüzek okozták az erősödő eróziót, mivel ebből az időszakból a makropernye értékek a lokális erdőtüzek csökkenését mutatják a Bukura- és Lia-tavak üledékéből egyaránt (Finsinger és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017). Fontos azonban figyelembe venni, hogy 7400 kal BP évnél a Gales-tó üledékéből a havasi éger (*Alnus viridis*) pollen százalékában jelentős növekedés figyelhető meg, az eróziós események növekedésével egyidőben. A havasi éger nedves talajt igényel és általában a bolygatott, terméketlen talajon telepszik meg, úgymint a kötörmelikes területek és a lavina pályák. Míg a Bukura-tó üledékéből 7900 kal BP évnél erős eróziós eseményekre következtethetünk, mellyel egyidőben az arbor (AP) pollen kismértékű csökkenése figyelhető meg.

7400 és 6600 kal BP év között a Gales- tóból havasi éger mellett fűfélék (*Poaceae*) és Monoléte spórák gyakoriságának növekedése látható a pollen ábrán, melyek az alpin füves rétek, legelők terjedésére utalhatnak. Azonban a későbbi időszakban jelen szelvénynél illetve a Retyezát más területeinek pollen meghatározásai alapján a *Monoléte* spórák növekedése mindig az erdőirtás

eseményekkel és legeltetéssel hozható összefüggésbe, a Bukura pollen diagramja viszont nem mutat hasonló változásokat ekkor (Magyari és mtsai., 2018). Nem zárható ki azonban a neolitikus emberi hatás, ugyanis viszonylag gyakoriak a Hátszegi-medencében a neolitikus időszakából feltárt települések. Ez a trendbeli változás utalhat a Retyezát-hegység déli és északi oldalán megjelenő eltérő emberi hatásra. A Gales-tó üledékében 7400 kal BP évnél megjelenő növekedett talaj erózió összhangban van a kovaalgák által jelzett változásokkal, melyek a hozzáférhető tápanyag növekedését jelzik 8000 és 7000 kal BP év között (Buczko és mtsai., 2018).

Az adatok alapján aktív talaj képződés írható le a középső holocén időszakából a területéről. 9900 és 8600 kal BP év között 12 és 14,4°C-os júliusi átlag hőmérsékletet rekonstruáltak árvaszünnyog lárvák alapján a közeli Brazi-tóból (Toth és mtsai., 2015). A talaj stabilizálódása figyelhető meg ebben az időszakban az Alpok területén (Arnaud és mtsai., 2012; Giguet-Covex és mtsai., 2011).

5.5.2.3. 6500 és 3000 kal BP év közötti időszak

A Bukura-tó üledékéből a legnagyobb szervesanyag-tartalom értékeket a 6500 és 3000 kal BP év közötti időszakban mértük, mely során széles tartományban változott a minimum és maximum értékek (24. ábra). Két jelentős minimum szervesanyag értékkel jellemzett időszak a 6590 és 4900 kal BP év körüli, ahol a fizikai mállást jellemző változók értéke nagyon magas. A fák és cserjék gyakorisága 6000 és 4600 kal BP év között elérte a maximumot, majd csökkenésük figyelhető meg. A legeltetésből adódó hatások és a fűfélék növekedése látszik a Bukura-tó körül 3800 és 4100 kal BP év körül (Vincze és mtsai., 2017). Annak ellenére, hogy a pollen és makrofosszília adatok a Bukura-tó területén már 4100 kal BP év körül jelzik a legeltetés megjelenését a területen, a geokémiai adatok nem jelzik ilyen markánsan a vízgyűjtő területen bekövetkezett változást. Az üledéken elvégzett kovaalga vizsgálatok során meghatározott C:D arányban (Chrysophyta ciszta és kovaalga arány) bekövetkezett változás, a tó vízszint változását és a tápanyag forrás enyhe növekedését jelzi (Buczko és mtsai., 2018).

5.5.2.4. 3000 kal BP évtől napjainkig tartó időszak

A 3000 kal BP évtől napjainkig tartó időszak számos változást mutat. Az üledék növényi makrofossziliában gazdag, a szervesanyag-tartalom jelentős csökkenést mutat. Míg 3100 és 2300 kal BP év között a Gales-tó üledékének magas Sr, Ba,

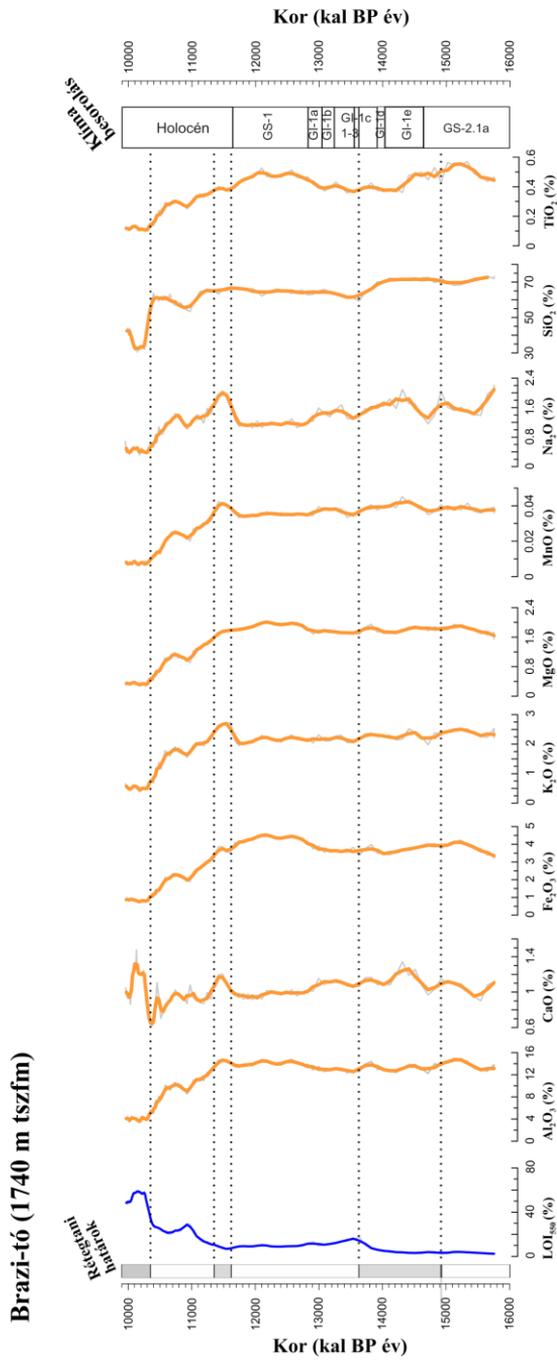
Na és Si koncentrációja a beáramló szervesanyag növekedésére utal. Azonban a 3100 kal BP évtől mutatkozó szervesanyag-tartalom csökkenés nem járt együtt az Al, Mg és K növekedésével. Míg a Si és Na koncentrációja növekedést mutat 3000 kal BP évtől, ami az Al, Mg és K növekedésének hiányában feltételezésünk szerint a kovavázak algáktól származhat. Ebben az időszakban az egyéb üledék alkotók fontos környezeti változásokat mutatnak a Retyezát-hegységből. A fa- és erdőhatár 100-150 métert csökkent 3000 kal BP évnél (Orbán és mtsai., 2018; Vincze és mtsai., 2017), a kovaalga közösségekben a planktonikus kovaalgák dominanciája figyelhető meg a Gales-, Brazi- és Lia-tavakból (Buczko és mtsai., 2018) és az árvaszűnyog lárva alapján készített júliusi átlag hőmérséklet rekonstrukció gyors csökkenést mutatott 3000 kal BP évnél a Brazi-tóból (1740 m tsz.f. m.) (Toth és mtsai., 2015; Tóth és mtsai., 2018). Valamint a kovaalga rekonstrukció 3000 kal BP évtől a Gales-tó vízmélység növekedését jelzi (Buczko és mtsai., 2018). A Gales-tó 3100 és 2600 kal BP év közötti pollen és geokémiai adatai alapján az emberi hatás még mindig erősen érvényesült a területen, ami epizodikusan előforduló regionális erdőtüzekre utal. A mikropernye ülepedési rátája a Gales-tóból 3600 és 2300 kal BP év között növekedést mutat, ami a legerősebb növekedés az egész holocén időszakát tekintve, a Retyezátból vizsgált mind a négy tó mikropernye adatai közül (Finsinger és mtsai., 2018). Mintegy 200 évvel azt követően, hogy a mikropernye akkumuláció az első maximumot mutatja (3400 kal BP év) látható a fűfélék (Poaceae) és az emberi tevékenységre utaló lágyszárú pollenek növekedése, mely 2300 kal BP évig tart. Míg a déli oldalon ennél sokkal hamarabb kezdődött, mintegy 4100 kal BP évvel ezelőtt a terület legelőként való hasznosítása, az emberi jelenlét.

5.5.3. A Brazi- és Lia-tavak késő glaciális és kora holocén üledékszakaszának geokémiai vizsgálata

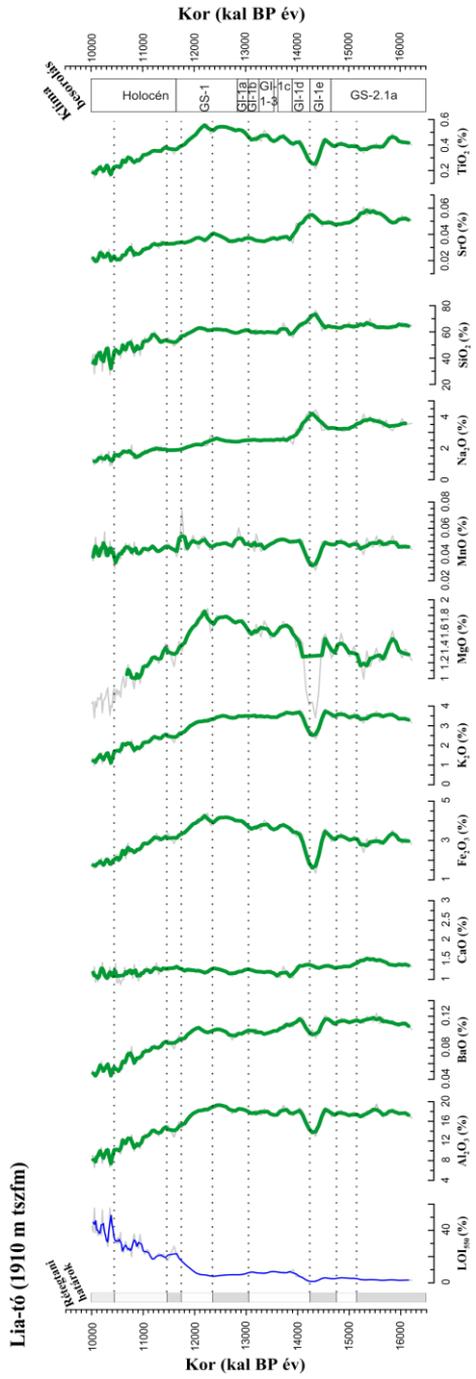
A Retyezát-hegységből vizsgált négy tó (Gales-, Brazi-, Bukura- és Lia-tó) közül az északi oldalon elhelyezkedő Brazi-tó és a déli oldalon lévő Lia-tó üledéke visszanyúlik a késő glaciális és kora holocén időszakába. A Brazi-tó üledékéből rendelkezünk a legjobban definiált, kellő mintaszám alapján készített kormodellel. Az 500-600 cm közötti időszakot, mely a késő glaciális kora holocén időszaka, 6 db radiokarbon minta reprezentálja. Az utolsó mért radiokarbon adatpont 13 300 - 13 550 kal BP év. A Lia-tó esetében a késői szakaszt nagyon alacsony szervesanyag-tartalom (0,6 – 10%) jellemzi. Ezen a szakaszon egy relatív, tefra koradat bevonásával igyekeztünk pontosítani a kormodellt (Pál, 2018). A radiokarbonnal meghatározott utolsó adatpont 13 000 – 13 300 kal BP évnél van, a további szakaszon a kormodell extrapolált adatokat tartalmaz. A klímátörténeti rekonstrukció értékeléseimnél figyelembe vettem ezeket az információkat.

12. táblázat A TDB-1 (n=101) és Lia-1 (n=130) üledékek elemkoncentrációjának leíró statisztikája

TDB-1	Minimum	Maximum	Átlag	S.D.
	%	%	%	±
LOI ₅₅₀	1,92	60,02	22,63	19,34
SiO ₂	30,51	73,36	58,12	12,85
TiO ₂	0,10	0,57	0,32	0,15
Al ₂ O ₃	3,40	14,99	10,19	4,16
Fe ₂ O ₃	0,73	4,58	2,69	1,37
MnO	0,006	0,045	0,026	0,013
MgO	0,28	2,02	1,25	0,65
CaO	0,62	1,48	1,03	0,15
K ₂ O	0,39	2,73	1,67	0,76
Na ₂ O	0,32	2,21	1,14	0,51
Lia-1				
LOI ₅₅₀	0,64	57,05	18,23	15,03
SiO ₂	27,32	76,30	54,81	9,94
TiO ₂	0,14	0,56	0,35	0,11
Al ₂ O ₃	6,61	19,51	14,43	3,73
Fe ₂ O ₃	1,35	4,39	2,90	0,79
MnO	0,028	0,074	0,045	0,006
MgO	0,50	1,89	1,22	0,38
CaO	0,86	1,57	1,22	0,14
K ₂ O	0,96	3,84	2,62	0,87
Na ₂ O	0,88	4,42	2,27	0,85



25. ábra A TDB-1 üledék geokémiai összetétele (oxid %, szürke vonal) a kor adatok függvényében, valamint mozgó átlaga (n=3) a rétegtani határokkal (a rétegtant a 15. ábra tartalmazza). Klíma besorolás Rasmussen et al. (2014) szerint.



26. ábra Lia-tó üledékének geokémiai összetétele (oxid %, szürke vonal) a kor adatok függvényében, valamint mozgó átlaga (n=3) a rétegtani határokkal (a rétegtant a 15. ábra tartalmazza). Klíma besorolás Rasmussen et al. (2014) szerint.

A Retyezát-hegység északi oldalán elhelyezkedő, kis kiterjedésű, sekély Brazi-tó (1740 m tszf m) 9950 és 15 800 kal BP év (500-600 cm) időszakát 101 rész minta reprezentálja. A déli oldalon található szintén sekély Lia-tó (1910 m tszf m) 263 cm hosszú üledék szakaszát, mely 9950 és 15 700 kal BP évet ölel át, 130 darab rész minta reprezentálja. Az oxidokra számított geokémiai összetételt (%) a 25. és 26. ábrákon a kor adatok függvényében ábrázoltam, és ezek mozgó átlagát (n=3) szintén feltüntettem a rétegtani váltásokkal, míg az átlagos elemösszetételt és a minimum, maximum értékeket a 12. táblázatban foglaltam össze.

13. táblázat A Brazi- és Lia-tavi üledékek elemkoncentrációjának közös főkomponens analízis eredménye

Elemek	PC 1	PC 2	Kommunalitás
Al ₂ O ₃	0,834	0,524	0,970
CaO	-0,068	0,922	0,855
Fe ₂ O ₃	0,922	0,252	0,914
K ₂ O	0,798	0,571	0,963
MgO	0,951	0,152	0,927
MnO	0,551	0,680	0,765
Na ₂ O	0,547	0,765	0,885
SiO ₂	0,909	0,022	0,827
TiO ₂	0,929	0,255	0,928
LOI ₅₅₀	-0,775	-0,383	0,747
Variancia %	59,847	27,964	
Kumulatív %	59,847	87,811	

A >0,5 PCA faktorok vastaggal szedettek

Mindkét üledékszervény esetében jelentős eltérések mutatkoznak a geokémiai összetételben a késő glaciális és holocén időszakokban. Az alsó 592-600 cm-es (14 900-15 700 kal BP év) szakaszon alacsony szervesanyag-tartalmú (LOI_{550°C}=3,31%) kőzetlisztes agyag jellemezte a Brazi üledéket. Ekkor volt a legmagasabb a SiO₂ (73%) koncentrációja és hasonlóan magas értékeket mutatott az Al₂O₃, TiO₂, MgO és K₂O is. 592-592,5 cm között feketés szürke színű, humuszos középszemű homokréteg jellemezte az üledéket. Majd 13 700 és 14 900 kal BP év (579-592 cm) között szintén középszürke színű kőzetlisztes agyag alkotta az üledéket, ekkor a szervesanyag-tartalomban enyhe emelkedés látható (LOI_{550°C}=10%). A következő réteget már magasabb szervesanyag-tartalmú (18%) agyagos tavi üledék alkotja, innentől a SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, K₂O és

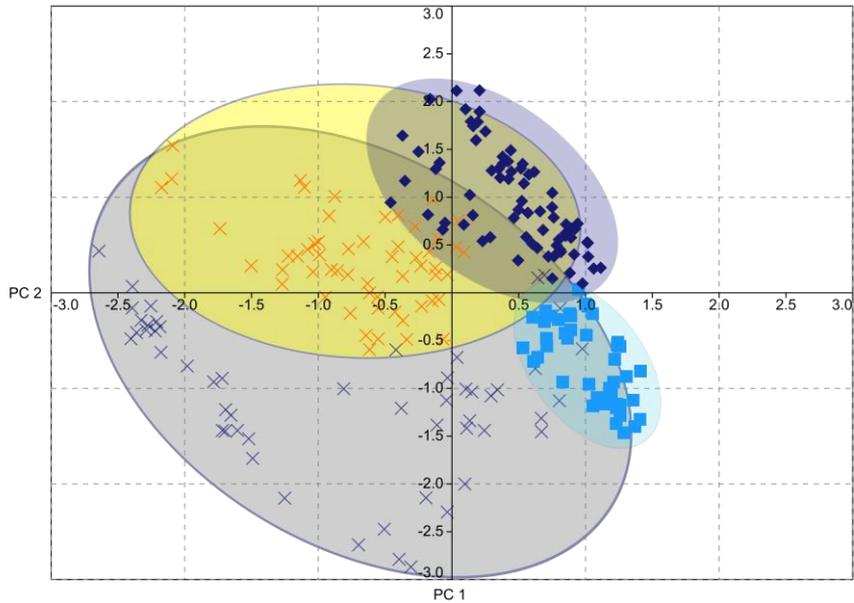
Na₂O folyamatos csökkenése figyelhető meg az egyre fiatalabb rétegek irányába. A holocén üledék szakaszon (10 300-9950 kal BP év között) a szervesanyag-tartalom maximális értéke 60%.

Hasonló trend mutatkozik a Lia-tavi üledék késő glaciális és kora holocén üledék szakasza esetében is. 15 700 – 14 200 kal BP év között szerves anyagban szegény (0,64 – 4%), kőzetlisztes homokos agyag jellemzi. Ezt követően a szerves anyag fokozatosan elkezd növekedni (maximális értéke 57%), míg az Al₂O₃, BaO, Fe₂O₃, MgO, K₂O és TiO₂ hasonló csökkenő trendet mutat az üledék teteje felé (11 700 – 9950 kal BP év között), ahol a kőzetlisztes agyagot középszürke színű tavi üledék váltja fel.

A főkomponens analízist (PCA) a két tavi üledékre közösen készítettem el a log-transzformált adatokból (13. táblázat, 27. ábra). Az első főkomponens 60%-ban magyarázza a teljes varianciát és az Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, MgO, SiO₂, TiO₂ jellemzi, ezek a minerogén elemek főként a szilikát frakcióhoz köthetőek (Tribovillard és mtsai., 2006), ami a törmelékes, az alapkőzet mállásából származó eredetre utal (Kylander és mtsai., 2011).

A második főkomponens 28%-ban magyarázza a teljes varianciát, és az Al₂O₃, CaO, K₂O, MnO és Na₂O jellemzi, ezek az eróziós folyamatokról és a tavi produkcióról nyújtanak információt (Tribovillard és mtsai., 2006).

Elkülönítettem a késő glaciális és holocén időszakban lerakódott üledékeket ismert koruk alapján, jól látható, hogy mindkét tó esetében elkülönül a két időszak egymástól és a két tó viszonylag hasonló módon reagált a klímaváltozásra és egyforma rendszerben mozog (27. ábra).



27. ábra A Brazi- és a Lia-tavi üledékek elemkoncentrációjának közös főkomponens analízis eredményei, különböző színekkel elkülönítve a késő glaciális és holocén időszakban lerakódott üledék. \times - Szürkével jelöltem a Brazi-tó holocén időszakában lerakódott üledékét (9950-11 650 kal BP év között). ■ - kék négyzet jelöli a Brazi-tó késő glaciális periódusban (11 650-15750 kal BP év között) lerakódott üledékét. A Lia-tó esetében \times -sárgával jelöltem a holocén időszakban lerakódott üledékét. ◆-el a Lia-tó késő glaciális időszakban lerakódott üledéke látható.

5.5.4. Környezetváltozások rekonstrukciója diszkriminancia analízissel

A kor-mélység modellek és a nagyfelbontású geokémiai elemösszetétel adatok alapján elkészítettem a Brazi- és Lia-tavak klímátörténeti rekonstrukcióját. Eredményeimet a grönlandi NGRIP jégmagfúrásból mért $\delta^{18}\text{O}$ izotóp értékek alapján készített klímarekonstrukcióval hasonlítottam össze (Rasmussen és mtsai., 2014). Köszönhetően a kiemelkedően nagy felbontásnak és a több módszerrel megalapozott kronológiának ezek a grönlandi jégmagfúrások-NGRIP, GRIP, GISP-2 (Lowe és mtsai., 2008; Rasmussen és mtsai., 2014, 2007; Svensson és mtsai., 2006) vezérfonalai lettek az észak-atlanti térségben végzett klímakutatásoknak. A glaciális időszakát grönlandi stadiális (GS) és grönlandi interstadiális (GI) szakaszokra osztották (Johnsen és mtsai., 1992), melyek lehülési és felmelegedési periódusokat jellemeznek a jég stabil oxigén izotóp ($\delta^{18}\text{O}$, főleg lokális hőmérsékletet jellemez) értékei alapján és a jég kalciumion koncentrációja (atmoszférikus por kiülepedést jellemez) alapján.

A jégmagfúrások izotóp-arány változásai alapján nyolc szakaszt különítettek el 16 000 és 9500 kal BP év idősakra nézve, ezek lehülési és felmelegedési eseményeket jellemeznek. A fúrásmintákat becslült koruk alapján a grönlandi klímaváltozások (Björck és mtsai., 1998; Rasmussen és mtsai., 2014; Walker és mtsai., 1999) időszakait figyelembe véve két csoportba soroltuk (14. táblázat). Az egyik csoportba a lehüléskor („hideg”), a másikba a felmelegedéskor („meleg”) keletkezett üledéket soroltam. Ezeket az „a priori” csoportokat diszkriminancia analízissel (DA) hasonlítottam össze. A szerves anyag tartalmat és szilícium koncentrációkat nem használtam fel a diszkriminancia analízis során. Ezeket, mint független (kontroll) változót használtam fel a diszkriminancia függvények értelmezésénél. A DA-t a két tavi üledékre (Brazi-, Lia-tó) közösen készítettem el, log-transzformált adatokból.

Összességében, a Brazi üledéknél 33 db minta kapott „hideg” és 68 db „meleg” *a priori* besorolást, míg a Lia üledéknél 45 db minta kapott „hideg” és 85 db minta „meleg” besorolást. A 14.táblázatban látható, hogy míg a nagyobb eseményeket, mint a GS-2, GS-1 és a kora holocén időszakát több minta (13-61 db) reprezentálja az *a priori* besorolásban, addig a GI-1a, b és c időszakoknál csupán néhány pont van mindkét tó esetében, az időszakok rövidege és az alacsony ülepedési ráta miatt.

A sajátérték (eigenvalue) 0,915-nek adódott, ami a független változók belső összefüggés rendszeréről ad információt. A nagy sajátérték a diszkriminancia függvény jóságával van kapcsolatban. A Wilks-féle lambda érték

alapján a „hideg” és „meleg” csoport átlagok szignifikánsan különböznek ($\lambda = 0,522$, $\chi^2 = 146,2$; $df = 8$, $p < 0,000$). A két változócsoporthoz közti korreláció vizsgálatát a kanonikus korrelációval végeztük, melynek értéke 0,691-nek adódott, ami a diszkriminancia értékek és a két kialakított csoport („hideg”, „meleg”) közötti nagyfokú kapcsolatra utal. Tehát a számított diszkriminancia értékek jó indikátorai az éghajlatváltozás okozta üledékváltozásoknak, mivel értékei a hideg és meleg irányokat adják. Így negatív értékei a lehűlést mutatják, míg pozitív értékei a klíma melegedésére utalhatnak.

Minden egyes rész minta (Brazi esetében 101 db, Lia esetében 130 db) besorolásra került a két csoport valamelyikébe a diszkriminancia függvény alapján. Az előzetesen helytelenül csoportosított minták a megfelelő csoportba kerültek (lásd *a posteriori* csoport besorolás, 14. táblázat). Összességében 78 db minta került „hideg” és 153 db „meleg” csoportbesorolásba, ebből *a posteriori* 91 „hideg” és 140 „meleg” csoportbesorolást kapott, tehát 83,1%-ban volt helyes az *a priori* besorolás.

Az „*a posteriori*” csoportok alapján meghatározhatóak, hogy mely időszakban voltak az észak-atlantikumi klímaváltozásoktól eltérő, a területre jellemző lokális változások. A „hideg” és „meleg” időszakban lerakódott üledékek kémiai összetétele eltéréseket mutat mindkét üledékben. Az elem koncentrációk és a szervesanyag-tartalom *a posteriori* csoportokra jellemző átlagait a 15. táblázatban foglaltam össze. A CaO koncentrációja nem mutatott szignifikáns különbséget a „hideg” és „meleg” csoportban. A szervesanyag-tartalom (LOI_{550°C}) jelentősen nagyobb a „meleg” csoportban, míg a többi elem a „hideg” csoportban mutatott nagyobb koncentrációt.

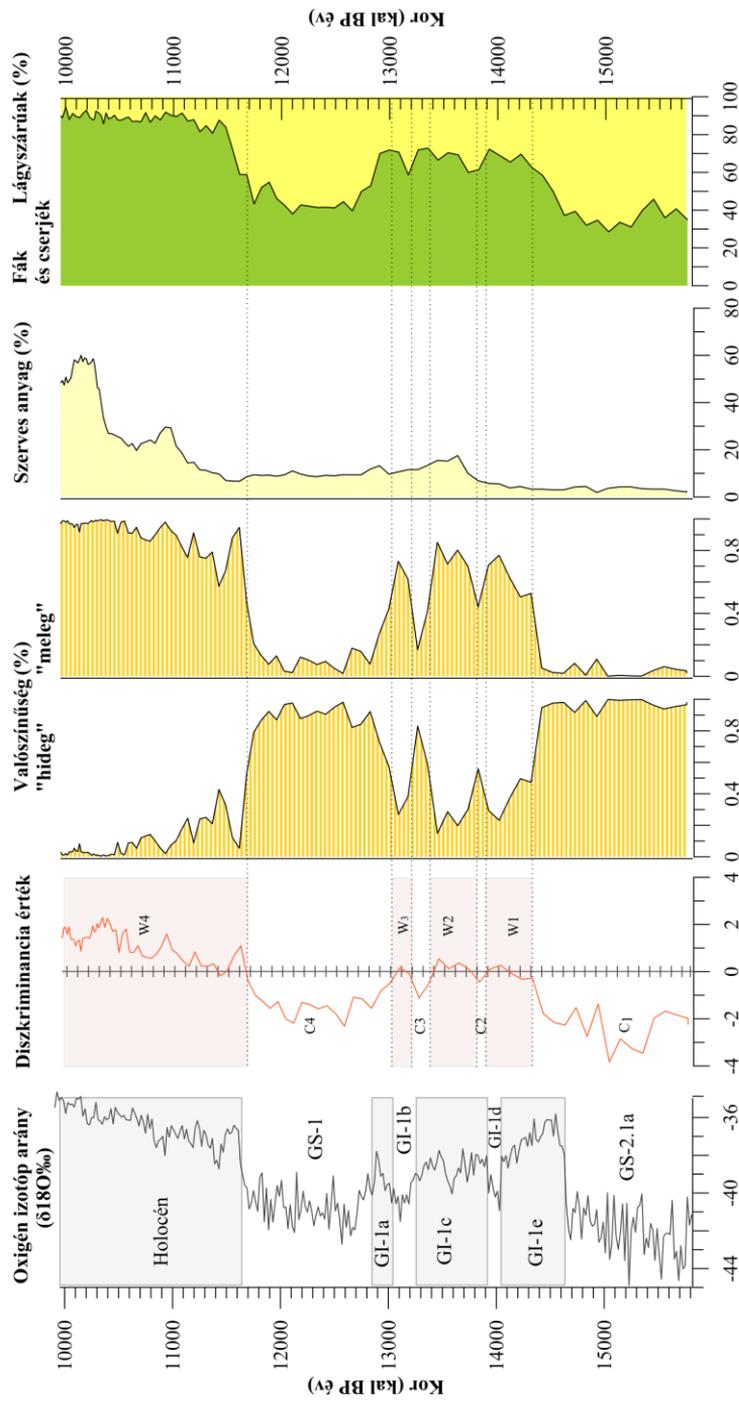
Tekintettel, hogy a kanonikus korreláció szerint nagymértékű a kapcsolat a diszkriminancia értékek és a két kialakított csoport („hideg”, „meleg”) között, így a diszkriminancia függvény megfelelő mérője a kémiai összetétel alapján elkülöníthető lehűléskor és felmelegedéskor keletkezett üledékeknek, ezért a diszkriminancia értékeket szintén ábrázoltam a kalibrált korok (kal BP év) függvényében (28. és 29. ábra). Minden egyes rész mintára meghatározásra került a *posteriori* valószínűség, amely ha 0,5 értéket ér el, a minta azonos valószínűséggel sorolható a „hideg” vagy a „meleg” csoportba. Így a két csoport közötti határokat ez alapján jelöltük ki, ahol a valószínűség eléri ezt az értéket. A 25. és 26. ábrán halvány sávval jelöltem a „meleg” időszakhoz tartozó mintákat.

14. táblázat A NGRIP sztratigráfia (Björck és mtsai., 1998; Rasmussen és mtsai., 2014) alapján elhatárolt időszakok kora és az „*a priori*” és „*a posteriori*” csoportosítása a mintáknak „hideg” és „meleg” csoportbesorolásuk alapján.

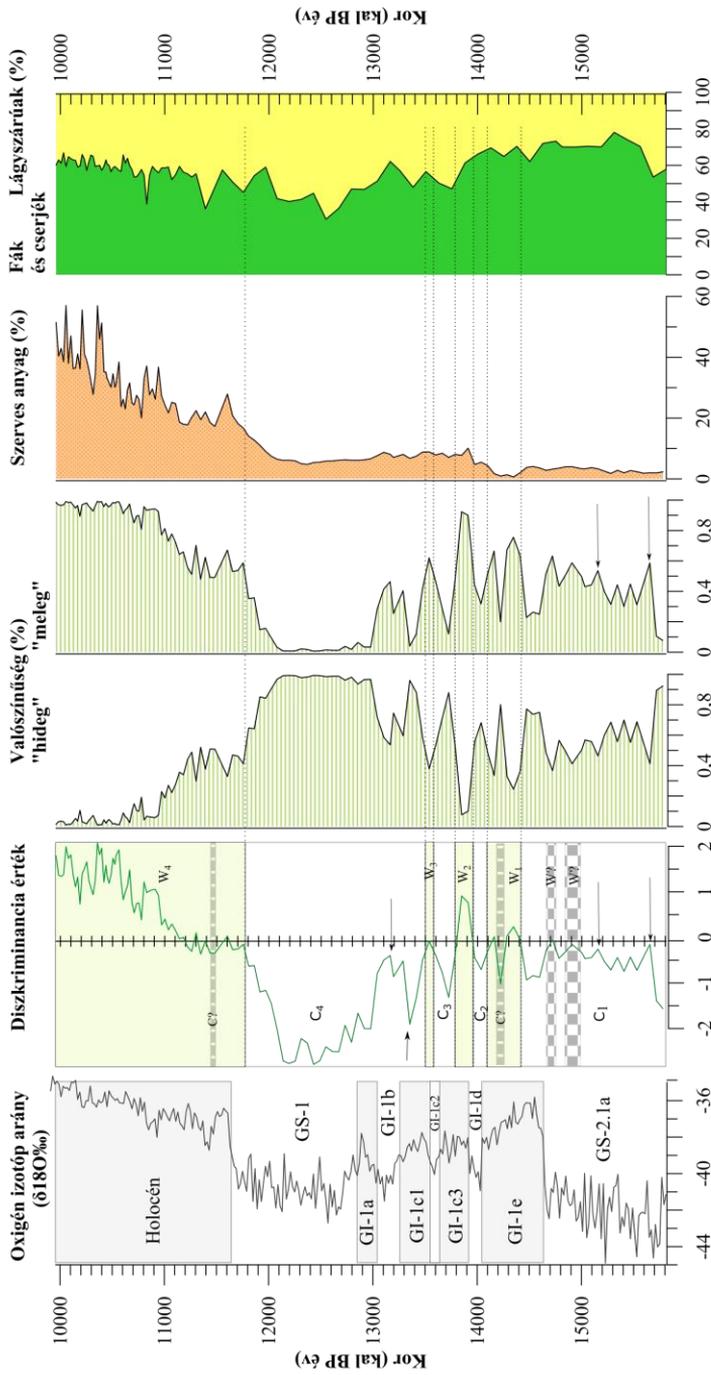
NGRIP		Kor (év BP)	A priori csoport besorolás				A posteriori csoport besorolás				
Időszak	Periódus		„Hideg”		„Meleg”		„Hideg”		„Meleg”		
			Brazi	Lia	Brazi	Lia	Brazi	Lia	Brazi	Lia	
Holocene		11 700	Meleg	0	0	54	61	0	3	54	58
GS-1		12 846	Hideg	16	21	0	0	16	18	0	3
	GI-1a	13 049	Meleg	0	0	3	4	2	0	1	4
	GI-1b	13 261	Hideg	2	3	0	0	1	3	1	0
GI-1	GI-1c1-3	13 909	Meleg	0	0	6	10	2	8	4	2
	GI-1d	14 025	Hideg	2	2	0	0	0	1	2	1
	GI-1e	14 642	Meleg	0	0	5	10	2	5	3	5
GS-2	GS-2.1a	17 430	Hideg	13	19	0	0	13	13	0	6

15. táblázat Az elem koncentrációk és a szervesanyag-tartalom *a posteriori* csoportokra jellemző átlaga (CI_{95%}: az átlag 95%-os konfidencia intervalluma, t: t-érték, df: szabadságfok, P: valószínűség)

	Átlag ± CI _{95%}		t	df	P
	Brazi-tó				
	Hideg	Meleg			
LOI ₅₅₀ (%)	6,84 ± 0,6	30,29 ± 2,3	-9,73	75	<0,001
SiO ₂ (%)	67,7 ± 0,6	53,5 ± 1,6	8,31	85	<0,001
TiO ₂ (%)	0,48 ± 0,01	0,24 ± 0,01	14,8	94	<0,001
Al ₂ O ₃ (%)	13,8 ± 0,1	8,44 ± 0,5	10,7	74	<0,001
Fe ₂ O ₃ (%)	4,05 ± 0,06	2,04 ± 0,14	12,9	87	<0,001
MnO (%)	0,04 ± 0,0004	0,02 ± 0,002	9,37	75	<0,001
MgO (%)	1,85 ± 0,02	0,96 ± 0,07	11,9	76	<0,001
CaO (%)	1,03 ± 0,01	1,03 ± 0,02	-0,059	99	0,953
K ₂ O (%)	2,24 ± 0,03	1,39 ± 0,09	8,46	78	<0,001
Na ₂ O (%)	1,39 ± 0,06	1,01 ± 0,06	4,41	95	<0,001
Lia-tó					
LOI ₅₅₀ (%)	5,93 ± 0,47	29,45 ± 1,5	-14,9	80	<0,001
SiO ₂ (%)	62,32 ± 0,42	47,96 ± 1,09	12,3	86	<0,001
TiO ₂ (%)	0,44 ± 0,008	0,27 ± 0,008	14,5	128	<0,001
Al ₂ O ₃ (%)	17,71 ± 0,14	11,44 ± 0,31	18,3	95	<0,001
Fe ₂ O ₃ (%)	3,47 ± 0,07	2,37 ± 0,07	11,2	128	<0,001
MnO (%)	0,05 ± 0,001	0,04 ± 0,001	6,74	124	<0,001
MgO (%)	1,50 ± 0,03	0,95 ± 0,03	12,0	128	<0,001
CaO (%)	1,29 ± 0,01	1,15 ± 0,02	6,12	128	<0,001
K ₂ O (%)	3,38 ± 0,04	1,93 ± 0,07	18,1	103	<0,001
Na ₂ O (%)	2,86 ± 0,08	1,72 ± 0,08	10,4	128	<0,001



28. ábra Brazi üledékre számolt diszkriminancia értékek (piros sávozás a „meleg” időszakot jelöli, szürke sáv a meleg időszakba ékelődött „hideg” eseményeket) és posteriori valószínűség értékek összevetése az NGRIP oxigén izotóp görbével (szürke sáv a felmelegedéseket jelöli), valamint a szervesanyag-tartalom és pollen eredményekkel.



29. ábra A Lia üledékre számolt diszkriminancia értékek (zöld sávozás a „meleg” időszakot jelöli, szürke sáv a meleg időszakba ékelődött „hideg” eseményeket) és posteriori valószínűség értékek összevetése az NGRIP oxigén izotóp görbével (szürke sáv a felmelegedéseket jelöli), valamint a szervesanyag-tartalom és pollen eredményekkel.

A Brazi-tó 15 750 és 14 300 kal BP év között lerakódott üledéke (C₁) nagy valószínűséggel a grönlandi jégmag fúrásból rekonstruált GS-2.1a, a szárazföldi szelvényeknél Idősebb Driász-ként leírt, lehüléssel jellemzett időszakának felel meg (Björck és mtsai., 1998; Rasmussen és mtsai., 2014). Ezt az időszakot nagy mértékű szervesanyag bemosódás és limitált belső produkció jellemezte, ahogy azt a TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ és SiO₂ magas koncentrációja és az alacsony szervesanyag tartalom jelzi. Ebben a hideg időszakban hiányoznak az üledékből az osztrakóda, kovaalga és Cladocera maradványok (Buczko és mtsai., 2009; Korponai és mtsai., 2011). A pollen adatok alapján a légyszárúak relatíve magas százaléka jellemzi ezt az időszakot. Mivel növényi makrofosszília nem került elő ebből az időszakból, arra enged következtetni, hogy a tavak partján ritkás volt a növényzet. A pollenösszetétel alapján hideg-kontinentális sztyepp és alpin rét, hómező és törmelékletű társulások uralkodtak. Azonban regionálisan az alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban már jelen volt a *Pinus mugo*, *Larix decidua*, *Picea abies* és *Betula nana* (Magyari és mtsai., 2012).

A felmelegedéssel jellemzett, 14 300 – 13 900 kal BP év közötti időszak (W₁) a GI-1e eseménynek felel meg, vagyis Bolling/Allerod (BA) az európai szárazföldi szelvényeknél, azonban egy kicsit később jelenik meg (NGRIP-GI-1e: 14 600 BP év; Rasmussen et al., 2014). Míg az erdőborítottság növekedését már 14 500 kal BP évnél detektálták ezen a területen, azonban a *Pinus mugo* tűleveleit, magjait és sztomáit 14 200 és 14 100 kal BP év között található meg az üledékben (Magyari és mtsai., 2012). 14 300 kal BP évtől a hideg indikátor árvaszünnyog fajok száma lecsökkent az üledékben és relatíve széles hőmérsékleti tartományt toleráló fajok vették át a helyüket (Tóth és mtsai., 2012)

Ezt a meleg időszakot egy rövid lehülés (C₂) követi 13 900 és 13 800 kal BP év között, ami azonban a GI-1d eseménynél később jelentkezik és figyelembe kell venni, hogy kevés minta reprezentálja ezt a rövid időszakot. Nagyobb diszkriminancia értékek jellemzik a következő meleg időszakot 13 800 és 13 100 kal BP év között (W₂-W₃). Ehhez kapcsolódik az üledékből kimutatott mérsékeltövi lombhullató fák pollenjeinek növekedése (*Ulmus*, *Fraxinus* és *Quercus*) 13 800 évtől, valamint a Brazi-tó körüli fokozódó fa és cserje borításra utaló sztóma koncentráció növekedés.

A W₂-W₃ meleg időszakba megfigyelhető egy rövid lehülési esemény (C₃), 13 300 és 13 200 kal BP év között, ami azonban a GI-1b grönlandi lehülési eseménynél jóval korábban jelentkezik.

A W₃-ként jelölt meleg időszakot követően 13 000 és 11 700 kal BP év között (C₄) egy markáns lehülést mutatnak a diszkriminancia értékek, mely a GS-1 grönlandi eseménnyel párhuzamosítható, ami a szárazföldi szelvényekben Fiatal

Driászként jelenik meg. Ez az időszak jól kirajzolódik a pollen adatok alapján is, ami 12 850 évtől erőteljes szárazodásra és lehülésre utal a Retyezát-hegységben. A pollen kép az erdőborítás csökkenését mutatja. A diatóma vizsgálatok a Brazító téli jégborításának időtartam növekedését mutatják (Buczko és mtsai., 2012, 2009).

A 11 700 kal BP évnél megjelenő jelentős felmelegedés (W_4) a késő glaciális és kora holocén határral azonosítható. Ezt az időszakot a szerves anyagban bekövetkezett jelentős csökkenés és a szerves anyagban, illetve kalciumban bekövetkezett nagymértékű növekedés jellemezte, mely a megnövekedett tavi produkcióra utal (Dean, 1999; Meyers és Lallier-Vergès, 1999). A szerves anyag fokozatos csökkenése a vízgyűjtő terület stabilizálódó felszínére utal, a fokozatosan megjelenő vegetációs borítottság révén, aminek hatására csökken a minerogén anyagok bemosódása a tóba (Veres és mtsai., 2009). Ez az esemény jó összhangban van a biotikus üledék alkotókból vizsgált környezeti változásokkal egyaránt. A pollen eredmények alapján 11 600 kal BP évtől erőteljes beerdősülésre következtethetünk a térségben. A felmelegedésre adott növényzeti válaszreakció a Retyezát-hegységben rendkívül gyors volt ebben az időszakban.

A kora holocénben láthatóak rövidtávú lehülésre utaló csökkenések a diszkriminancia értékben, az első 11 400 és 11 500 kal BP év között, mely a preboreális oszcilláció (PBO) idejével esik egybe, azonban a probabilitás érték 0,4 ezen a szakaszon, ezért nem került külön megjelölésre, mint „hideg” időszak. Ez a hatás kismértékben megjelenik a fapollen százalékok csökkenésében, minimális erdőborítás csökkenésben. A további rövid lehülésre utaló csökkenés 10 600-10 500 kal BP év és 10 200 – 10 100 kal BP év között látható, melyet a biotikus összetevők markánsan jeleznek. A geokémiai összetétel alapján azonban enyhe diszkriminancia értékcsökkenés látható. 10 500 és 10 190 évek között szintén lehülés időszakát jelzi a Brazító üledékéből készített árvaszúnyog alapú nyári középhőmérsékelt rekonstrukció is (Toth és mtsai., 2015; Tóth és mtsai., 2012). Ezt a 10 500 és 10 200 kal BP év közötti rövid időszakot, melyet jelentős lehülés jellemez a romániai Poleva-barlang $\delta^{18}O$ izotóp vizsgálatai alapján is leírták (Constantin és mtsai., 2007).

A Lia-tónál 15 700 és 14 400 kal BP év között lerakódott üledék (C1) a diszkriminancia értékek szerint lehülés időszakához köthető, mely nagy valószínűséggel a GS-2.1a grönlandi eseménynek felel meg. Azonban ebbe az időszakba több rövidebb felmelegedés irányába elmozduló időszakot találtam a diszkriminancia értékek alapján, melyek a következők 15 650 kal BP év, 15 150

kal BP év, 14 900 - 14 850 kal BP év között valamint 14 700 - 14 660 kal BP év között.

A következő időszak eseményei nehezen köthetőek a grönlandi GI-1 esemény kisebb epizódjaihoz, mivel gyors lehűléses és felmelegedéssel események fluktuálnak, ez jól látszik a valószínűségi görbén is. A W_1 -el jelölt, felmelegedéshez köthető, 14 400 kal BP év és 14 100 kal BP év közötti időszak feltételezhetően a GI-1e esemény, azonban 14 300 és 14 200 kal BP év között közbeékelődik egy rövid lehűlés. A C_2 -vel jelölt lehűlési esemény 14 100 kal BP év és 13 900 kal BP év között található, a GI-1d fázisként azonosítható. A W_2 , C_3 , W_3 fázis feltételezésem szerint a GI-1c eseményhez kapcsolódik, mely a Rasmussen et al. (2014) tanulmány szerint három eseményre tagolódik (GI-1c1, 1c2 és 1c3), melyből a GI-1c2 a korábbiakkal ellentétben hideg időszakként jelenik meg. Ezt az eseményt az adatsorunk alapján a C_3 fázissal azonosítom. 13 200 kal BP évnél látható, hogy a DA görbe a felmelegedés irányába kezd elmozdulni, azonban nem volt olyan mértékű, hogy a valószínűségi értékek elérjék a 0,5 határt. A Tátra-hegység, Przedni Staw taván végzett geokémiai vizsgálatok és diatóma adatok alapján szintén több, kisebb hideg beékelődést találtak a Bolling/Allerod interstadiálisba (Klapyta és mtsai., 2016; Marciniak, 1986).

Ruszkiczay-Rüdiger (2015) szerint a 14 000 és 13 100 év közötti időszakban, 2100 – 2150 m tszf magasságban még előfordulhatnak kisebb gleccserek, amit M_4 fázisként jelölt meg. Mivel a Lia-tó vizét a felette levő tófűzérből kapja (Portii, Florica, Viorica és Ana), ill. a Bukurából is érkezik némi vízutánpótlás, feltételezésünk szerint ez is befolyásolhatja a GI-1 esemény során tapasztalt oszcillációt, mivel a fentebbi területekről érkező vizek „hideg” összetételre utaló üledéket szállíthatnak a tóba a vízgyűjtő területről.

13 000 kal BP évnél itt is egy markáns hideg időszak veszi kezdetét, csak úgy mint a Brazi-tó esetében, ami a Fiala Driász időszakkal azonosítható.

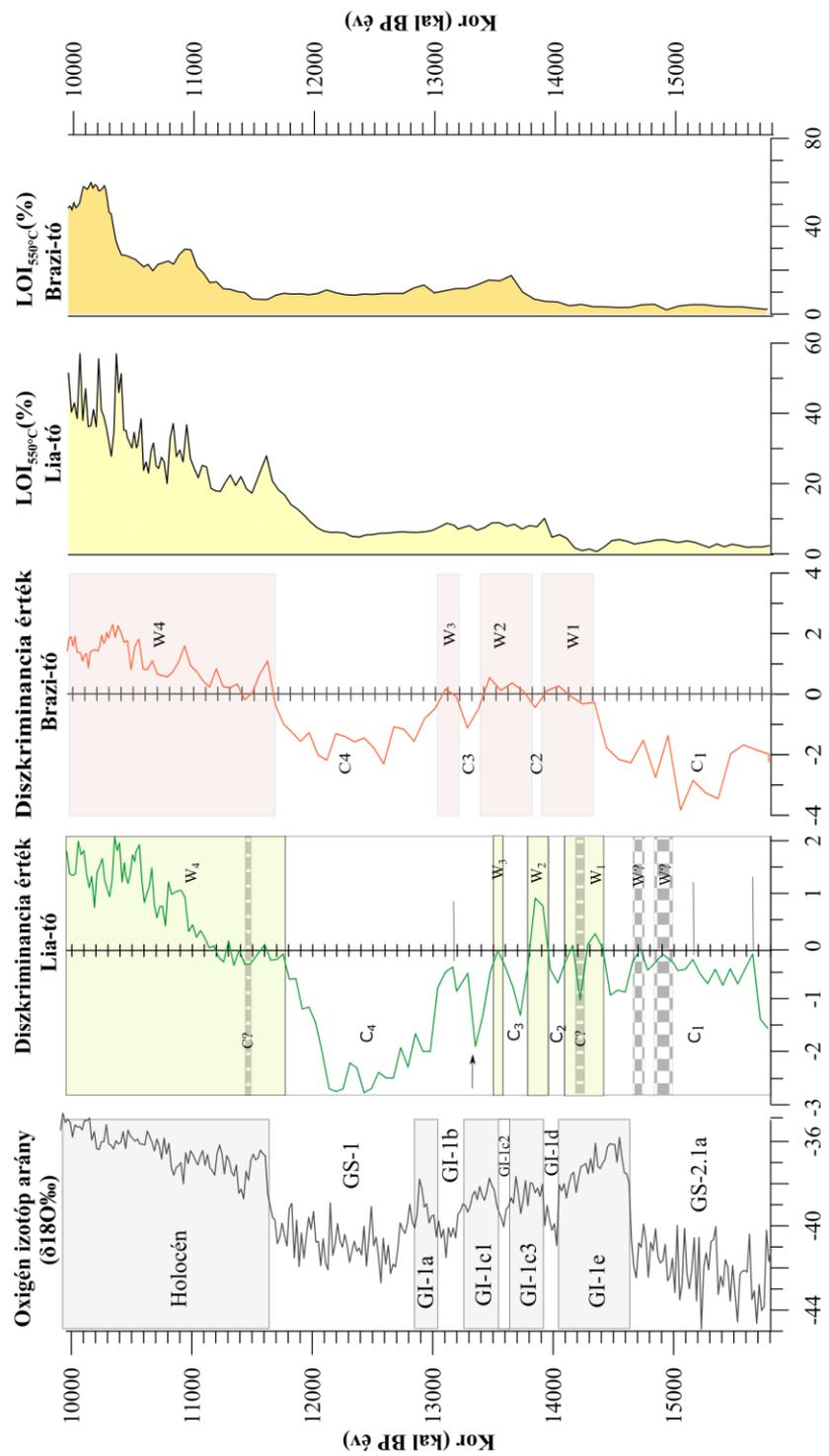
A déli oldalon kicsivel hamarabbra tehető a holocén időszakba való átmenet (30. ábra), a DA értékek alapján már 11 800 kal BP évtől.

A Lia-tóban szintén megtalálható és a diszkriminancia értékek is egyértelműen jelzik a 11 500 kal BP évnél mutatkozó hideg periódus beékelődését, ami a preboreális oszcillációval (PBO) azonosítható. A pollen adatok szerint 11 500 és 11 200 évek között jelentősen csökken a fák aránya és megnövekedett az alpin réteg kiterjedése (Pál, 2018). Szintén megfigyelhető a Brazi-tóhoz hasonlóan további rövid lehűlésre utaló diszkriminancia érték csökkenés, mely a pollen alapján 10 700-10 500, 10 400 – 10300 és 10 250-

10 150 évek közé tehető (Pál, 2018), azonban a geokémiai összetétel nem hangsúlyoz eléggé.

Ahogy azt a klímátörténeti rekonstrukciók leírásánál bemutattam, a markáns környezeti változások- mint a Fialal Driász lehülés és a holocén jelentős felmelegedéssel járó időszak- felismerhetőek az üledékek elemösszetétele és szervesanyag-tartalma alapján. Azonban a rövidebb lehülés és felmelegedés periódusai, melyeket az izotóp vizsgálatok jeleznek (Rasmussen és mtsai., 2006; Walker és mtsai., 2012), a geokémiai és biotikus összetevőkre nem minden esetben van kellő hatással és ezek tanulmányozásánál a felbontásnak, de még inkább az idő tényezőnek is nagy szerepe van, mely kulcsfontosságú a fizikai erózió és kémiai mállási folyamatok szempontjából (Ammann és mtsai., 2013b).

Azonban a változásokat együttesen vizsgálva az üledékben található biotikus összetevők eredményeivel és más térségekből származó rekonstrukciókkal leírhatóak a regionális és lokális változások.



30. ábra Összevont ábra az NGRIP, illetve a diszkriminancia értékekről mindkét tó (Lia-, Brazi-tó) esetében valamint a tavak szervesanyag-tartalmáról

6. ÖSSZEFOGLALÁS

Kutatásaim során tőzegmohaláp és magashegyi tavi üledékek radiokarbon kormeghatározását és geokémiai vizsgálatát végeztem az eddig kevésbé kutatott Retyezát-hegységből (Déli-Kárpátok) és a Mohos-tőzegmohalápból (Keleti-Kárpátok), melynek célja volt meghatározni az egykori öskörnyezeti változásokat.

Célom volt egy, a tőzegláp fúrásánál jól alkalmazható mintavételi eljárás és felszerelés fejlesztése. A korábbi mintavételek során orosz-típusú mintavevőt alkalmaztunk, így tisztában voltunk annak előnyeivel és hátrányaival. Speciálisan tőzeglápok mintavételére fejlesztettünk egy elektromos kalapáccsal kiegészített, dugattyús mintavevőt, melyet háromlábú állványzatról működtettünk. Megállapítható, hogy a mintavevő végén található éles vágóél segít az erős rostok átvágásában, míg az elektromos kalapáccsal egyenletesen halad lefelé a fúrás elkerülve a tőzeg tömörödését és bolygatását. A mintavételre a Mohos-tőzeglápon került sor.

A mintavevő első (2013-as) tesztelését követő második (2018) mintavétel bizonyítja, hogy ezzel a fúrástechnikával reprodukálhatóan tömörödés mentes, bolygatatlan tőzegmintához jutunk. A második mintavételre ugyanazon a tőzeglápon, a korábbi fúrástól pár centiméter távolságra került sor.

Az értekezésben kiemelten foglalkozom az üledékek kormeghatározásának pontosításával, mivel kellő számú koradat hiányában az egyes elemzések nem elegendőek a környezetrekonstrukcióhoz. A tőzegmagok kormeghatározásánál igyekeztem minden szakaszt kellő mennyiségű mért adatponttal jellemezni, ehhez azt a részmintavételi stratégiát követtem, hogy minden egy méteres üledékmagot három ponton mintáztam (a magok végeitől kb. 10 cm-re, ill. középen). Mivel a kormodell által kapott ülepedési ráta következtében ezeknek a mintavételi pontoknak az eloszlása nem lesz lineáris a modellben, az előzetes kormodell alapján meghatároztam azokat a szakaszokat, ahol szükséges volt a radiokarbon vizsgálatok besűrítése és további méréseket végeztem, majd ez alapján készítettem el a végleges kormodellt. Így az üledék teljes szelvénye, minden szakaszon kellő mennyiségű mért koradattal jellemezhető, csökkentve ezzel az interpolált és extrapolált szakaszok nagyságát.

A tőzegláp kormeghatározásához a legmegfelelőbb mintamátrixot igyekeztem keresni, ami alapján a tőzeg kora meghatározható. Mintapreparálási módszert dolgoztam ki a tőzeg cellulóz tartalmának kivonására, oly módon, hogy radiokarbon vizsgálatra alkalmas preparátum keletkezzen, tehát minimálisra csökkentve a preparálás során a mintához adott modern vagy fosszilis szén

arányát. Így az üledék korát a teljes szelvényből azonos típusú minta alapján határozhattam meg.

A Mohos-tőzeglápból mért konvencionális radiokarbon korok alapján, Bayesian módszeren alapuló BACON szoftver (Blaauw és Christen, 2011) segítségével meghatároztam az üledék kor-mélység modelljét. A kormodell elkészítésénél kilógó adatot nem tapasztaltam, minden mért adat felhasználásra került, így sikerült csökkenteni a kormodell szubjektív adatszelekciótól való terheltségét.

A tavi üledékek (Retyezát-hegység glaciális tavai) kormeghatározásánál számos kérdéses pont merült fel, mivel a vizsgált üledékek helyenként extrém alacsony szerves anyag tartalommal rendelkeztek a radiokarbon vizsgálatokhoz. Azokon a pontokon, ahol kellő mennyiségű és jó megtartású szárazföldi makrofosszília nem állt rendelkezésre vízi maradványokat (ágascsapú rák, árvaszúnyog lárva maradvány) és az üledék különböző frakcióit alkalmaztuk a radiokarbon kormeghatározáshoz.

Elkészítettük az első radiometrikus kormeghatározáson alapuló, regionális tanulmányt a Retyezát-hegységből a késő glaciális és holocén időszakára. A Bukura-tó kivételével, mely a holocén időszakot reprezentálja (650 – 10 300 kal BP év) az üledékek a késő glaciálisig visszanyúlnak. A kor-mélység modell alapján a Brazi-tó mintegy 15 750 kal BP évet ölel át. Ez mondható a legjobban datált üledéknek a négy tó közül, a maga 21 radiokarbon adatával, melyek közül több a késő glaciális szakaszt reprezentálja. Ugyanis itt a kis szervesanyag-tartalom ellenére is (1-13%, 15 750 - 11 400 kal BP év) volt datálható szárazföldi makrofosszília az üledékben. Ellentétben a Gales-tó ezen szakaszával, ahol az alacsony szervesanyag-tartalom miatt vízi maradványokon és „bulk” üledéken végeztük a radiokarbon meghatározást. Azonban a „bulk” üledékek kora idősebbnek bizonyult a vártnál, így regionális párhuzamosítások (jól meghatározható illesztési pontok) segítségével készült a kormodell. A Gales üledéke ~1700 – 15 250 kal BP évek közötti időszakot öleli át. A négy tó közül a Lia-tó üledéke a legvastagabb, mintegy 17 700 kal BP évet reprezentál. Összevetve a négy tó ülepedési ráta változásait látható, hogy jelentős mértékben függenek a környezeti változásoktól, de azokra egyaránt a területen megjelenő emberi hatás is befolyással van.

Mivel a tavi üledékek összetétele jelentős mértékben függ az alapkőzettől, a vízgyűjtő terület talajától és a vízgyűjtő területen található növényzettől, fontosnak tartottam megnézni a területre jellemző növény, talaj és kőzet összetételt. Vizsgálataimat a tengerszint feletti magasság függvényében terjesztettem ki, mivel a négy tó is eltérő magasságokban helyezkedik el. Ezek

alapján megállapítottam, hogy a kőzetminták összetétele szinte egyáltalán nem tér el az erdőhatár alatti és feletti területeken, míg a talajminták enyhén elkülönülnek. A legnagyobb különbséget a növényzet összetétele mutatja.

Értekezésemben bemutatom, miként alkalmazhatóak együttesen a geokémiai vizsgálatok eredményei a biotikus változók (pollen, makrofosszília, kovaalga, árvaszúnyog) eredményeivel a környezeti rekonstrukciókban. Ehhez a Retyezát-hegység északi oldalán található Gales-tó és a déli oldalon elterülő Bukura-tó üledékét választottam, mely alapján a holocén időszakban bekövetkezett változásokat és ezek három fő szakaszát írtam le. Megállapítottuk, hogy ~9000 kal BP év körül kezd az üledékgyűjtő talajtakarója stabilizálódni és a tó, ill. környékének produktivitása 9000 és 6500 kal BP év között a legmagasabb. ~3400 kal BP évtől az emberi hatásra bekövetkezett változások dominálnak mind a szárazföldi vegetációban, mind pedig az üledék geokémiai összetétele alapján. A geokémiai, pollen és kovaalga adatok alapján az északi és déli területek egy kicsit eltérő vegetációs és talajfejlődésen mentek keresztül, ami részben az eltérő mértékben és időben megjelenő emberi hatás következménye is.

Vizsgálataim alapján elmondható, hogy az elemadatok jól értelmezhetően mutatják a mállási folyamatok megindulását, valamint a talajosodás és szerves anyag képződés időszakát, a felmelegedési és lehülési periódusok függvényében. Egy új módszert dolgoztam ki az elemösszetétel alapján, mellyel elkülöníthető a „hideg” és „meleg” időszakban lerakódott üledék az elemösszetétel és a minták ismert kora alapján. Eredményeimet a grönlandi NGRIP jégmagfúrásból mért $\delta^{18}\text{O}$ izotóp értékek alapján készített klímarekonstrukcióval hasonlítottam össze (Rasmussen és mtsai., 2014). A Lia- és Brazi-tó üledékére készített klímátörténeti rekonstrukció alapján meghatároztuk a terület jelentősebb lokális és regionális környezetváltozásait.

Ez alapján elmondható, hogy a grönlandi rekonstrukció alapján leírt két nagyobb lehülési esemény (GS-2.1a és GS-1) és a holocén időszaknak megfelelő meleg periódus egyértelműen azonosítható mindkét üledék esetében. Míg a 15 000 és 12 800 kal BP év közötti gyorsabb eseményekkel jellemzett időszak jelentős helyi eltéréseket mutat. A szervesanyag-tartalom növekedése mindkét üledéksor esetében jól mutatja a holocén felmelegedést.

Ezeknek a regionális klímarekonstrukcióknak a fontossága abban áll, hogy felhasználhatóak a globális előrejelzések regionális hatásainak pontosítására, illetve hozzájárulnak a globális éghajlatváltozás várható hatásainak helyi előrejelzéséhez.

7. SUMMARY

In this thesis, high-resolution radiocarbon chronology and geochemical records were used to detect palaeoenvironmental changes from the Late Glacial and Holocene. Local and regional environmental processes were preserved in the lake and bog sediments, so they could provide valuable information about the environmental and climatic changes since their formation. Paleoenvironmental studies use biotic (pollen, micro- and macrocharcoal, macrofossils, diatoms) and abiotic (magnetic susceptibility, grain size, geochemical composition) sediment compositions to detect environmental changes in the past. Fundamental points of these studies are the 1) coring location, 2) the coring technique, 3) the chronology of the sediment and 4) finding the ideal proxy for climatic reconstruction.

Our aim was to improve the sampling technique of peat-bog coring and identifying the best material for peat-bog dating. The first question was to find the best material for high mountain lake sediment chronology mainly during the problematic Late Glacial and early Holocene transition. A second question was whether we could detect climate changes and human impact from chemical composition of the sediments. For these studies, the sampling sites were the Mohos peat bog (Eastern Carpathian Mountains) and four alpine lakes (Brazi, Gales, Lia, Bucura) from the Southern Carpathian Mountains. For peat bog sampling, we previously used a Russian corer, which has many disadvantages. Based on our previous experience with peat bog sampling, a modified piston corer was build and operated with a tripod. The modified piston corer consisted of aluminium tubes and stainless steel pipe, with sharp cutting edge. An electric hammer was used instead of a hand-operated hammer to facilitate easy penetration through roots or fibrous layers. The first coring with the modified piston corer from the Mohos peat bog (East Carpathians, Romania) was carried out in summer 2013. There was a second sampling action in 2018, with a sampling point being close to the first one. Based on these results we could collect reproducible undisturbed and uncompressed samples.

As chronology constitutes the backbone of all palaeoenvironmental study, our aim was to build a high-resolution radiocarbon chronology for the peat-bog sediment. First, the one meter long cores were subsampled at three points for radiocarbon dating and after obtaining the first results and a preliminary age-depth model, more subsamples were analyzed for high-resolution chronology. I have developed a sample preparation method to be able to perform AMS measurement on cellulose content of peat sediment. In total, 36 ^{14}C samples were measured for the age-depth model and there were no outliers in the data.

Radiocarbon dating of high-mountain lake sediment could sometimes be challenging, mainly due to very low organic matter content (<4%) characteristic for the Late Glacial and Holocene. For radiocarbon dating, the most reliable material are terrestrial macrofossils. Due to lack of this material in glacial lake sediments from the Retezat Mts. other fossil and sediment fractions were used for dating. This study discusses four sediment profiles dating back to the Late Glacial (LG) period, which is the first absolute regional chronological study on lake sediments in the Retezat Mountains. The sediment of Lake Brazi dated back to 15,750 cal yr BP. This is the best dated core from the four lake sediments, with 21 radiocarbon ages. The Gales core spans the interval between 1770 and 15,250 cal yr BP. According to the age-depth model the Bucura core ranges from 695 to 10,350 cal yr BP. The longest sediment sequence was obtained from Lake Lia, the continuous core dates back to c. 17,130 cal yr BP. Based on the deposition rates of the four sediment sequences, we could detect that the observed effects of sediments depend on the environmental changes and human impact.

I studied the elemental composition of soil, bedrock and vegetation (*Pinus mugo*, *Picea abies*) from the Retezat Mts. My question was whether there is any compositional difference between samples originating from above and under the treeline. The elemental composition of granite samples were similar to average of Retezat granite rocks and was found to be constant with elevation. There are large differences between the composition of *Pinus mugo* and *Picea abies* samples.

I made a detailed geochemical comparison from Lake Gales and Lake Bucura, during the Holocene period. We could detect soil stabilization at about 9000 cal yr BP. Lake productivity was at its highest level between 9000 and 6500 cal yr BP. Human impact changes are dominant from 3400 cal yr BP based on observed geochemical composition and vegetation changes. There were slightly different vegetation and soil development in the southern and northern slope of the Retezat Mts. originating from different magnitudes of human impact of the two slopes. The geochemical data suggested that the elemental composition of the sediment reflects weathering processes, soil development and changes in vegetation, as well as the organic matter content. Hence elemental composition changes indicate well colder and warmer periods. As I have presented in my dissertation we could built the first regional and local environmental climate model for Lake Lia and Brazi cores using the Greenland NGRIP icecore isotope curve. Based on the presented climate reconstruction of the Retezat Mts. region, we could detect cold and warm periods similar to greenland GS-2.1, GS-1, and Holocene period.

8. IRODALOMJEGYZÉK

- Aitchison, J., James, A.C., 1957. The lognormal distribution with special reference to its uses in economics. London Cambridge Univ. Press 194.
- Akinyemi, F.O., Hutchinson, S.M., Mîndrescu, M., Rothwell, J.J., 2013. Lake sediment records of atmospheric pollution in the Romanian Carpathians. *Quat. Int.* 293, 105–113. doi:10.1016/j.quaint.2012.01.022
- Ammann, B., van Raden, U.J., Schwander, J., Eicher, U., Gilli, A., Bernasconi, S.M., van Leeuwen, J.F.N., Lischke, H., Brooks, S.J., Heiri, O., Nováková, K., van Hardenbroek, M., von Grafenstein, U., Belmecheri, S., van der Knaap, W.O., Magny, M., Eugster, W., Colombaroli, D., Nielsen, E., Tinner, W., Wright, H.E., 2013a. Responses to rapid warming at termination 1a at gerzensee (central Europe): Primary succession, albedo, soils, lake development, and ecological interactions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 111–131. doi:10.1016/j.palaeo.2013.11.009
- Ammann, B., van Raden, U.J., Schwander, J., Eicher, U., Gilli, A., Bernasconi, S.M., van Leeuwen, J.F.N., Lischke, H., Brooks, S.J., Heiri, O., Nováková, K., van Hardenbroek, M., von Grafenstein, U., Belmecheri, S., van der Knaap, W.O., Magny, M., Eugster, W., Colombaroli, D., Nielsen, E., Tinner, W., Wright, H.E., 2013b. Responses to rapid warming at termination 1a at gerzensee (central Europe): Primary succession, albedo, soils, lake development, and ecological interactions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* doi:10.1016/j.palaeo.2013.11.009
- Ammann, B., von Grafenstein, U., van Raden, U.J., 2013c. Biotic responses to rapid warming about 14,685 yr BP: Introduction to a case study at Gerzensee (Switzerland). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 391, 3–12. doi:10.1016/j.palaeo.2013.11.006
- Andree, M., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Riesen, T., Moell, M., Ammann, B., Tobolski, K., 1986. 14C dating of plant macrofossils in lake sediment. *Radiocarbon* 28, 411–416.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulénard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quat. Sci. Rev.* 51, 81–92. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.025
- Barber, K.E., Langdon, P.G., 2007. What drives the peat-based palaeoclimate record? A critical test using multi-proxy climate records from northern Britain. *Quat. Sci. Rev.* doi:10.1016/j.quascirev.2007.09.011
- Bartley, D.D., Chambers, C., 1992. A pollen diagram, radiocarbon ages and evidence of agriculture on Extwistle Moor, Lancashire. *New Phytol.* 121, 311–320.
- Belekopytov, I.E., Beresnevich, V.V., 1955. Giktorf's peat borer. *Torfyanyaya Promyshlennost* 8, 9–10.
- Bengtsson, L., Enell, M., 1986. Chemical analysis. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeo-hydrology*. John Wiley Sons Ltd., Chichester 423–451.
- Bennett, K.D., 2007. Psimpoll 4.27 <http://chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>.
- Bernasconi, S.M., Barbieri, A., Simona, M., 1997. Carbon and nitrogen isotope variations in sedimenting organic matter in Lake Lugano. *Limnol. Oceanogr.* 42, 1755–1765.
- Berza, T., 2004. Granitic pebbles in Upper Cretaceous red conglomerates of the Hateg

- basin (Southern Carpathians, Romania): geochemistry and provenance as clues in a tectonic controversy. *Geol. Carpathica* 55, 389–395.
- Berza, T., Tatu, M., 2002. Geochemistry of Retezat and Parang granitoids and their role and place in the evolution of Dragsani Pan-African terrane (South Carpathians, Romania). *Proc. XVII. Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava* 53.
- Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Veg. Hist. Archaeobot.* 15, 235–251. doi:10.1007/s00334-006-0066-6
- Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Veg. Hist. Archaeobot.* 235–251. doi:10.1007/s00334-006-0066-6
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B., Members, I., 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *J. Quat. Sci.* 13, 283–292. doi:10.1002/(sici)1099-1417(199807/08)13:4<283::aid-jqs386>3.0.co;2-a
- Björckman, L., Feurdean, A., Cinthio, K., Wohlfarth, B., Possnert, G., 2002. Lateglacial and early Holocene vegetation development in the Gutaiului Mountains, northwestern Romania. *Quat. Sci. Rev.* 21, 1039–1059. doi:10.1016/S0277-3791(01)00061-0
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for ‘ classical ’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2013. Bacon manual – v2.2. Tutorial 1–11.
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 6, 457–474. doi:10.1214/11-BA618
- Boyle, J., 2001. Redox remobilization and the heavy metal record in lake sediments : a modelling approach. *J. Paleolimnol.* 423–431.
- Bozilova, E.D., Tonkov, S.B., 2000. Pollen from Lake Sedmo Rilsko reveals southeast European postglacial vegetation in the highest mountain area of the Balkans. *New Phytol.* 148, 315–325.
- Bradley, R.S., 2000. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary* (Second Edition), Elsevier International Geophysics. doi:10.1029/EO081i050p00613-01
- Bradley, R.S., Eddy, J.A., 1991. Records of Past Global Changes In: Global changes in the past, in: University Corporation for Atmospheric Research. o. 103–116.
- Brauer, A., Endres, C., Negendank, K.F.W., 1999. Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar , Germany. *Quat. Int.* 61, 17–25.
- Braun, M., Hubay, K., Magyari, E., Veres, D., Papp, I., Bálint, M., 2013. Using linear discriminant analysis (LDA) of bulk lake sediment geochemical data to reconstruct lateglacial climate changes in the South Carpathian Mountains. *Quat. Int.* 293, 114–122. doi:10.1016/j.quaint.2012.03.025
- Brock, F., Lee, S., Housley, R. a., Bronk Ramsey, C., 2011. Variation in the radiocarbon age of different fractions of peat: A case study from Ahrenshöft, northern Germany. *Quat. Geochronol.* 6, 550–555. doi:10.1016/j.quageo.2011.08.003
- Brothers, S., Vermaire, J.C., Gregory-Eaves, I., 2008. Empirical models for describing recent sedimentation rates in lakes distributed across broad spatial scales. *J. Paleolimnol.* 40, 1003–1019. doi:10.1007/s10933-008-9212-8
- Buck, C.E., Christen, J. a, James, G.N., 1999. BCal: an on- line Bayesian radiocarbon calibration tool. *Internet Archaeol.* 7. doi:http://dx.doi.org/10.11141/ia.7.1

- Buczko, K., 2016. Szilícium-dioxid vázas algák mintázata és skálafüggő változásai , szerepük a környezeti rekonstrukcióban. MTA doktori értekezés.
- Buczko, K., Magyari, E., Hübener, T., Braun, M., Bálint, M., Tóth, M., Lotter, a. F., 2012. Responses of diatoms to the Younger Dryas climatic reversal in a South Carpathian mountain lake (Romania). *J. Paleolimnol.* 48, 417–431. doi:10.1007/s10933-012-9618-1
- Buczko, K., Magyari, E.K., Soróczki-Pintér, É., Hubay, K., Braun, M., Bálint, M., 2009. Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Late Glacial in the Southern Carpathian Mountains. *Cent. Eur.* 52, 249–268. doi:10.1556/CEuGeol.52.2009.3.1
- Buczko, K., Szurdoki, E., Braun, M., Magyari, E., 2018. Reconciling diverse diatom-based lake responses to climate change in four mountain lakes in the South-Carpathian Mountains during the last 17 kyrs. *Quat. Int.* 477, 117–137. doi:10.1016/j.quaint.2017.03.013
- Charman, D.J., Barber, K.E., Blaauw, M., Langdon, P.G., Mauquoy, D., Daley, T.J., Hughes, P.D.M., Karofeld, E., 2009. Climate drivers for peatland palaeoclimate records. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1811–1819. doi:10.1016/j.quascirev.2009.05.013
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems.* Oxford University Press.
- Constantin, S., Bojar, A.V., Lauritzen, S.E., Lundberg, J., 2007. Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 243, 322–338. doi:10.1016/j.palaeo.2006.08.001
- Croudace, I.W., Rindby, a., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner 51–63. doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04
- Dean, W.E., 1999. The Carbon Cycle and Biogeochemical Dynamics in Lake Sediments. *J. Paleolimnolgy* 21, 375–393.
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcereous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *J. Sediment. Petrol.* 44, 242–248.
- De Vleeschouwer, F., Chambers, F.M., Swindles, G.T., 2010. Coring and sub-sampling of peatlands for palaeoenvironmental research. *Mires Peat* 7, 1–10.
- Elias, S. a., 2007. INTRODUCTION/History of Quaternary Science. *Encycl. Quat. Sci.* 10–18. doi:10.1016/B0-44-452747-8/00003-X
- Engstrom, D.R., Wright, H.E., 1984. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. E.Y. Haworth J.W.G. Lund (Editors), *Lake Sediments Environ. Hist.* Leicester Univ. Press 167.
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R. a., Chiu, T.C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.J., 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired ²³⁰Th/²³⁴U/²³⁸U and ¹⁴C dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1781–1796. doi:10.1016/j.quascirev.2005.04.007
- Farcas, S., de Beaulieu, J.-L., Reille, M., Coldea, G., Diaconeasa, B., Goery, C., Goslar, T., Jull, T., 1999. First ¹⁴C datings of Late Glacial and Holocene pollen sequences from Romanian Carpathes. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. III - Sci. la Vie* 322, 799–807. doi:10.1016/S0764-4469(00)80039-6

- Fârcaș, S., Tanțău, I., Mîndrescu, M., Hurdu, B., 2013. Holocene vegetation history in the Maramureș Mountains (Northern Romanian Carpathians). *Quat. Int.* 293, 92–104. doi:10.1016/j.quaint.2012.03.057
- Feurdean, A., Björkman, L., Wohlfarth, B., 2001. A Paleoecological Reconstruction of the Late Glacial and Holocene Based on Multidisciplinary Studies at Steregoiu Site (Gutai Mts., NW Romania). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Geol.* 46 (2), 125–140.
- Feurdean, a, Wohlfarth, B., Bjorkman, L., Tantau, I., Bennike, O., Willis, K., Farcas, S., Robertsson, a, 2007. The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 145, 305–320. doi:10.1016/j.revpalbo.2006.12.004
- Finsinger, W., Fevre, J., Orbán, I., Pál, I., Vincze, I., Hubay, K., Birks, H.H., Braun, M., Tóth, M., Magyari, E.K., 2018. Holocene fire-regime changes near the treeline in the Retezat Mts. (Southern Carpathians, Romania). *Quat. Int.* 477, 94–105. doi:10.1016/j.quaint.2016.04.029
- Gașiorowski, M., 2009. Deposition Rate of Lake Sediments Under Different Alternative Stable States. *Geochronometria* 32, 29–35. doi:10.2478/v10003-008-0020-y
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., Delannoy, J.-J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne , 2063 m a . s . l . , NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21, 651–665. doi:10.1177/0959683610391320
- Godwin, H., 1962. Half-life of Radiocarbon. *Nature* 195, 984.
- Goring, S., Williams, J.W., Blois, J.L., Jackson, S.T., Paciorek, C.J., Booth, R.K., Marlon, J.R., Blaauw, M., Christen, J.A., 2012. Deposition times in the northeastern United States during the Holocene: establishing valid priors for Bayesian age models. *Quat. Sci. Rev.* 48, 54–60. doi:10.1016/j.quascirev.2012.05.019
- Grimm, E.C., Maher, L.J., Nelson, D.M., 2009. The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America. *Quat. Res.* 72, 301–308. doi:10.1016/j.yqres.2009.05.006
- Hajdas, I., 2008. Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies. *E G - Quat. Sci. J.* 57, 2–24. doi:10.3285/eg.57.1-2.1
- Hajdas, I., Bonani, G., Zolitschka, B., 2000. Radiocarbon dating of varve chronologies: Soppensee and Holzmaar Lakes after ten years. *Radiocarbon* 42, 349–353.
- Haliuc, A., Veres, D., Brauer, A., Hubay, K., Hutchinson, S.M., Begy, R., Braun, M., 2017. Palaeohydrological changes during the mid and late Holocene in the Carpathian area, central-eastern Europe. *Glob. Planet. Change* 152, 99–114. doi:10.1016/j.gloplacha.2017.02.010
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D., 2001. PAST : Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontol. Electron.* 4, 1–9.
- Harangi, S., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M., 2015. Constraints on the timing of Quaternary volcanism and duration of magma residence at Ciomadul volcano, east–central Europe, from combined U–Th/He and U–Th zircon geochronology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 301, 66–80. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.05.002
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments : reproducibility and comparability of results. *J. Paleolimnol.* 25, 101–110.

- Hoffmann, D.L., Beck, J.W., Richards, D. a., Smart, P.L., Singarayer, J.S., Ketchmark, T., Hawkesworth, C.J., 2010. Towards radiocarbon calibration beyond 28 ka using speleothems from the Bahamas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289, 1–10. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.004
- Howarth, J.D., Fitzsimons, S.J., Jacobsen, G.E., Vandergoes, M.J., Norris, R.J., 2013. Identifying a reliable target fraction for radiocarbon dating sedimentary records from lakes. *Quat. Geochronol.* 17, 68–80. doi:10.1016/j.quageo.2013.02.001
- Hua, Q., Barbetti, M., Fink, D., Kaiser, K.F., Friedrich, M., Kromer, B., Levchenko, V. a., Zoppi, U., Smith, A.M., Bertuch, F., 2009. Atmospheric ¹⁴C variations derived from tree rings during the early Younger Dryas. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2982–2990. doi:10.1016/j.quascirev.2009.08.013
- Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, a Z., 2013. Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon* 55, 2059–2072. doi:10.2458/azu_js_rc.v55i2.16177
- Hubay, K., Braun, M., Buczkó, K., Pál, I., Veres, D., Túri, M., Bíró, T., Magyari, E., 2018a. Holocene environmental changes as recorded in the geochemistry of glacial lake sediments from Retezat Mountains, South Carpathians. *Quat. Int.* 477, 19–39. doi:10.1016/j.quaint.2018.02.024
- Hubay, K., Braun, M., Harangi, S., Palcsu, L., Túri, M., Timothy Jull, A.J., Molnár, M., 2018b. High-resolution peat core chronology covering the last 12 kyr applying an improved peat bog sampling. *Radiocarbon* 60, 1367–1378. doi:10.1017/RDC.2018.113
- Hubay, K., Molnár, M., Orbán, I., Braun, M., Bíró, T., Magyari, E., 2018c. Age-depth relationship and accumulation rates in four sediment sequences from the Retezat Mts, South Carpathians (Romania). *Quat. Int.* 477, 7–18. doi:10.1016/j.quaint.2016.09.019
- Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1340–1353. doi:10.1016/j.quascirev.2009.01.007
- Ilyashuk, E.A., Koinig, K.A., Heiri, O., Ilyashuk, B.P., Psenner, R., 2011. Holocene temperature variations at a high-altitude site in the Eastern Alps: a chironomid record from Schwarzsee ob Sölden, Austria. *Quat. Sci. Rev.* 30, 176–191. doi:10.1016/j.quascirev.2010.10.008
- Jancsik, P., 2001. The Retezat Mountains. Pallas - Akadémia Könyvkiadó, Csíkszereda 144.
- Jankovská, V., Pokorný, P., 2008. Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). *Preslia* 80, 307–324.
- Janovics, R., Futó, I., Molnár, M., 2018. Sealed tube combustion method with MnO₂ for AMS ¹⁴C measurement. *Radiocarbon* 60, 1347–1355. doi:10.1017/RDC.2018.110
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J.P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- Jones, B.F., Bowser, C.J., 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In Lerman, A. (ed.) *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer, N.Y.
- Jowsey, P.C., 1966. An improved peat sampler. *New Phytol.* 65, 245–248.
- Jull, A.J.T., Burr, G.S., Beck, J.W., Hodgins, G.W.L., Biddulph, D.L., Gann, J., Hatheway, A.L., Lange, T.E., Lifton, N.A., 2006. Application of accelerator mass spectrometry to environmental and paleoclimate studies at the University of

- Arizona, Radioactivity in the Environment. doi:10.1016/S1569-4860(05)08001-0
- Karátson, D., Telbisz, T., Harangi, S., Magyari, E., Dunkl, I., Kiss, B., Jánosi, C., Veres, D., Braun, M., Fodor, E., Biró, T., Kósik, S., von Eynatten, H., Lin, D., 2013. Morphometrical and geochronological constraints on the youngest eruptive activity in East-Central Europe at the Ciomadul (Csomád) lava dome complex, East Carpathians. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 255, 43–56. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.01.013
- Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyari, E.K., Gertisser, R., Timar-Gabor, A., Novothny, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi, C., Hubay, K., Schäbitz, F., 2016. The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians - A tephrostratigraphic approach for the 51-29 ka BP time interval. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 319, 29–51. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005
- Kaupilla, T., Salonen, V.P., 1997. The effect of Holocene treeline fluctuations on the sediment chemistry of Lake Kilpisjärvi, Finland. *J. Paleolimnol.* 18, 145–163. doi:10.1023/A:1007978318562
- Kearney, R., Albert, P.G., Staff, R.A., Pál, I., Veres, D., Magyari, E., Bronk Ramsey, C., 2018. Ultra-distal fine ash occurrences of the Icelandic Askja-S Plinian eruption deposits in Southern Carpathian lakes: New age constraints on a continental scale tephrostratigraphic marker. *Quat. Sci. Rev.* 188, 174–182. doi:10.1016/j.quascirev.2018.03.035
- Kilian, M.R., Van der Plicht, J., Van Geel, B., 1995. Dating raised bogs: New aspects of AMS ¹⁴C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quat. Sci. Rev.* 14, 959–966. doi:10.1016/0277-3791(95)00081-X
- Kitagawa, H., Plicht, J. Van Der, 2006. A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan; extension of the (super 14) C calibration curve. *Radiocarbon* 40, 505–515. doi:10.2458/azu_js_rc.40.2037
- Klapyta, P., Zasadni, J., Pociask-Karteczka, J., Gajda, A., 2016. Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains, East-Central Europe, based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: A summary review. *Quat. Int.* 415, 126–144. doi:10.1016/j.quaint.2015.10.049
- Knutti, R., Sedláček, J., 2012. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nat. Clim. Chang.* doi:10.1038/nclimate1716
- Koinig, K., Shotyk, W., Lotter, A., Ohlendorf, C., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an *J. Paleolimnol.*
- Korponai, J., Magyari, E., Buczko, K., Iepure, S., Namiotko, T., Czako, D., Kover, C., Braun, M., 2011. Cladocera response to Late Glacial to Early Holocene climate change in a South Carpathian mountain lake. *Hydrobiologia* 676, 223–235. doi:10.1007/s10750-011-0881-3
- Krno, I., Šporka, F., Galas, J., Hamerlík, L., Zaťovičová, Z., Bitušík, P., 2006. Littoral benthic macroinvertebrates of mountain lakes in the Tatra Mountains (Slovakia, Poland). *Biologia (Bratisl.)* 61, S147–S166. doi:10.2478/s11756-006-0127-4
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D., 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: New insights from chemical proxies. *J. Quat. Sci.* 26, 109–117. doi:10.1002/jqs.1438
- Lane, C.S., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Lotter, a. F., 2011. Tephrochronology

- and absolute centennial scale synchronisation of European and Greenland records for the last glacial to interglacial transition: A case study of Soppensee and NGRIP. *Quat. Int.* 246, 145–156. doi:10.1016/j.quaint.2010.11.028
- Last, W.M., and Smol, J.P., 2002. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Last, W.M., Smol, J.P., 2002. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.
- Libby, W.F., 1946. Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation [8]. *Phys. Rev.* 69, 671–672. doi:10.1103/PhysRev.69.671.2
- Litt, T., Brauer, A., Goslar, T., Merkt, J., Ba, K., Mu, H., Ralska-jasiewiczowa, M., Stebich, M., Negendank, K.F.W., 2001. Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quat. Sci. Rev.* 20.
- Livingstone, D.A., 1955. A Lightweight Piston Sampler for Lake Deposits 36, 137–139.
- Longman, J., Ersek, V., Veres, D., Salzmann, U., 2017. Detrital events and hydroclimate variability in the Romanian Carpathians during the mid-to-late Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 167, 78–95. doi:10.1016/j.quascirev.2017.04.029
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C., Group, the I., 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quat. Sci. Rev.* 27, 6–17. doi:10.1016/j.quascirev.2007.09.016
- Lupsa, V., 1968. Die Pollenanalyse der Alpenin Böden im Nationalpark Retezat. *Ocotirea Nat.* 12/2, 203–210.
- Magyari, E., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Pál, Z., Karátson, D., Pap, I., 2009. Palaeolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: A multiproxy study of Holocene hydrological changes, *Hydrobiologia*. doi:10.1007/s10750-009-9801-1
- Magyari, E., Vincze, I., Orbán, I., Bíró, T., Pál, I., 2018. Timing of major forest compositional changes and tree expansions in the Retezat Mts during the last 16,000 years. *Quat. Int.* 477, 40–58. doi:10.1016/j.quaint.2017.12.054
- Magyari, E.K., Braun, M., Buczkó, K., Kern, Z., László, P., Hubay, K., Bálint, M., 2009. Radiocarbon chronology of glacial lake sediments in the Retezat Mts (South Carpathians , Romania): a window to Late Glacial and Holocene climatic and paleoenvironmental changes. *Cent. Eur.* 52, 225–248. doi:10.1556/CEuGeol.52.2009.3
- Magyari, E.K., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Szántó, Z., Molnár, M., Pál, Z., Karátson, D., 2006. Holocene palaeohydrology and environmental history in the South Harghita Mountains, Romania. *Földtani Közlöny* 249–284.
- Magyari, E.K., Demény, a., Buczkó, K., Kern, Z., Vennemann, T., Fórizs, I., Vincze, I., Braun, M., Kovács, J.I., Udvardi, B., Veres, D., 2013. A 13,600-year diatom oxygen isotope record from the South Carpathians (Romania): Reflection of winter conditions and possible links with North Atlantic circulation changes. *Quat. Int.* 293, 136–149. doi:10.1016/j.quaint.2012.05.042
- Magyari, E.K., Jakab, G., Bálint, M., Kern, Z., Buczkó, K., Braun, M., 2012. Rapid vegetation response to Lateglacial and early Holocene climatic fluctuation in the

- South Carpathian Mountains (Romania). *Quat. Sci. Rev.* 35, 116–130. doi:10.1016/j.quascirev.2012.01.006
- Marciniak, B., 1986. Late Quaternary diatoms in the sediments of Przedni Staw Lake (Polish Tatra Mountains). *Hydrobiologia* 143, 255–265. doi:10.1007/BF00026669
- McGeehin, J., Burr, G.S., Jull, A.J.T., Reines, D., Gosse, J., Davis, P.T., Muhs, D., Southon, J.R., 2001. Stepped-combustion ^{14}C dating of sediment: a comparison with established techniques. *Radiocarbon* 43, 255–261.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27.
- Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *J. Paleolimnol.* 21, 345–372. doi:10.1023/A:1008073732192
- Mîndrescu, M., Evans, I.S., Cox, N.J., 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: palaeowind directions during glacial periods. *J. Quat. Sci.* 25, 875–888. doi:10.1002/jqs.1363
- Molnár, M., Janovics, R., Major, I., Orsovski, J., Gönczi, R., Veres, M., Leonard, A.G., Castle, S.M., Lange, T.E., Wacker, L., Hajdas, I., Jull, T.A.J., 2013a. Status Report of the New AMS ^{14}C Sample Preparation Lab of the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies (Debrecen, Hungary). *Radiocarbon* 55, 665–676. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16394
- Molnár, M., Rinyu, L., Veres, M., Seiler, M.T., Wacker, L., Synal, H.-A., 2013b. EnvironMICADAS: a mini ^{14}C AMS with enhanced gas ion source interface in the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies (HEKAL), Hungary. *Radiocarbon* 55, 338–344. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16331
- Morgenroth, G., Kerscher, H., Kretschmer, W., Klein, M., Reichel, M., Tully, T., Wrzosok, I., 2000. Improved sample preparation techniques at the Erlangen AMS-facility. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 172, 416–423. doi:10.1016/S0168-583X(00)00277-9
- Mountford, J.O., 2006. Zanoaga and Judele (Retezat National Park, Romania), Biodiversity Value and Evidence of Anthropogenic Impacts on Alpine Vegetation. *Transylvanian Rev. Syst. Ecol. Res.* 3 35–48.
- Muller, R.A., 1977. Radioisotope dating with a cyclotron. *Science* (80-). doi:10.1126/science.196.4289.489
- Muscheler, R., Beer, J., Wagner, G., Laj, C., Kissel, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kubik, P.W., 2004. Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 325–340. doi:10.1016/S0012-821X(03)00722-2
- Naeher, S., Gilli, A., North, R.P., Hamann, Y., Schubert, C.J., 2013. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn / Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland. *Chem. Geol.* 352, 125–133. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.06.006
- Nelson, D.E., Korteling, R.G., 1976. Carbon-14: Direct Detection at Natural Concentrations 637, 3–4.
- Nemec, M., Wacker, L., Hajdas, I., Gäggeler, H., 2010. Alternative Methods for Cellulose Preparation for Ams Measurement. *Radiocarbon* 52, 1358–1370.
- Németh, A., Mindrescu, M., Gradinaru, I., Bihari, Á., Fekete, J., Kern, Z., 2014. 550 years in sedimentological record from a varved type lake (Bolatau, Bukovina, NE Romania) - changing storm frequency and climate fluctuation. *Stefan cel Mare Univ. Press. Abstr. Vol.* 11–113. doi:10.13140/2.1.2273.9527

- Norusis, M.J., 1990. SPSS/PC+ Advanced Statistics 4.0 for IBM PC/XT/AT and PS/2. SPSS Inc, Chicago.
- Oldfield, F., Thompson, R., Crooks, P.R.J., Gedye, S.J., Hall, V.A., Harkness, D.D., Housley, R.A., McCormac, F.G., Newton, A.J., Pilcher, J.R., Renberg, I., Richardson, N., 1997. Radiocarbon dating of a recent high-latitude peat profile : Stor Amyran , northern Sweden. *The Holocene* 7, 283–290. doi:10.1177/095968369700700304
- Orbán, I., Birks, H.H., Vincze, I., Finsinger, W., Pál, I., Marinova, E., Jakab, G., Braun, M., Hubay, K., Bíró, T., Magyari, E.K., 2018. Treeline and timberline dynamics on the northern and southern slopes of the Retezat Mountains (Romania) during the late glacial and the Holocene. *Quat. Int.* 477, 59–78. doi:10.1016/j.quaint.2017.03.012
- Pál, I., 2018. A holocén gyors klímaváltozásaira adott vegetációválaszok vizsgálata a Déli-Kárpátok Retezát-hegységében, in: Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Doktori értekezés.
- Pop, E., Diaconeasa, B., 1967. Analiza palinologica a turbei din tinovul Mohos (Tusnad) [Pollen analyses of the peat from Mohos peat bog]. *Contrib. Bot. Cluj-Napoca* 297–303.
- Pop, E., Lupsa, V., Boscaiu, N., 1971. Diagrama sporo-polinica de la Taul Zanogutii (Muntii Retezat). *Progrese Palinol. Rom. Acad. R.S.R. Bucharest* 219–225.
- R Development Core Team, 2010. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, ISBN 3-900051-07-0. <http://www.R-project.org>.
- Ralska-Jasiewiczowa, M., Madeyska, E., Mierzeńska, M., 2006. Vegetational changes in the montane grassland zone of the High Bieszczady mountains (southeast Poland) during the last millennium - Pollen records from deposits in hanging peat-bogs. *Veg. Hist. Archaeobot.* 15, 391–401. doi:10.1007/s00334-006-0057-7
- Ramsey, B.C., Staff, R. a., Bryant, C.L., Brock, F., Kitagawa, H., van der Plicht, J., Schlolaut, G., Marshall, M.H., Brauer, A., Lamb, H.F., Payne, R.L., Tarasov, P.E., Haraguchi, T., Gotanda, K., Yonenobu, H., Yokoyama, Y., Tada, R., Nakagawa, T., 2012. A complete terrestrial radiocarbon record for 11.2 to 52.8 kyr B.P. 370. doi:10.1126/science.1226660
- Ramsey, C.B., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
- Ramsey, C.B., 2008. Deposition models for chronological records. *Quat. Sci. Rev.* 27, 42–60. doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.019
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Bigler, M., Ro, R., Fischer, H., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination 111, 1–16. doi:10.1029/2005JD006079
- Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Johnsen, S.J., 2007. Synchronization of the NGRIP , GRIP , and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Science* (80-). 1–21.
- Rasmussen, Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallenga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records:

- refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 106, 14–28. doi:10.1016/j.quascirev.2014.09.007
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029–1058.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K. a., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D. a., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150. doi:10.2458/azu_js_rc.51.3569
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Brown, D.M., Buck, C.E., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliadason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, M.E., Southon, J.R., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013a. Selection and Treatment of Data for Radiocarbon Calibration: An Update to the International Calibration (IntCal) Criteria. *Radiocarbon* 55, 1923–1945. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16955
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliadason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D. a., Scott, M.E., Southon, J.R., Staff, R. a., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013b. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Reuther, A.U., Urdea, P., Geiger, C., Ivy-Ochs, S., Niller, H.P., Kubik, P.W., Heine, K., 2007. Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ¹⁰Be exposure ages and pedological investigations. *Quat. Int.* 164–165, 151–169. doi:10.1016/j.quaint.2006.10.011
- Rinyu, L., Molnár, M., Major, I., Nagy, T., Veres, M., Kimák, Á., Wacker, L., Synal, H.A., 2013. Optimization of sealed tube graphitization method for environmental C-14 studies using MICADAS. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 294, 270–275. doi:10.1016/j.nimb.2012.08.042
- Rösch, M., Fischer, E., 2000. A radiocarbon dated Holocene pollen profile from the Banat mountains (Southwestern Carpathians, Romania). *Flora* 195, 277–286.
- Ruff, M., Szidat, S., Gäggeler, H.W., Suter, M., Synal, H.A., Wacker, L., 2010. Gaseous radiocarbon measurements of small samples. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms.* doi:10.1016/j.nimb.2009.10.032
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Kern, Z., Urdea, P., Braucher, R., Madarász, B., Schimmelpennig, I., ASTER Team, 2015. Revised deglaciation history of the Pietrele- Stanisoara glacial complex, Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania. *Quat. Int.* 1–14. doi:10.1016/j.quaint.2015.10.085

- Santos, G.M., Southon, J.R., Griffin, S., Beaufre, S.R., Druffel, E.R.M., 2007. Ultra small-mass AMS ^{14}C sample preparation and analyses at KCCAMS/UCI Facility. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 259, 293–302. doi:10.1016/j.nimb.2007.01.172
- Schnitchen, C., Charman, D.J., Magyari, E., Braun, M., Grigorszky, I., Tóthmérész, B., Molnár, M., Szántó, Z., 2006. Reconstructing hydrological variability from testate amoebae analysis in Carpathian peatlands. *J. Paleolimnol.* 36, 1–17. doi:10.1007/s10933-006-0001-y
- Shotyk, W., Weiss, D., Kramers, J.D., Frei, R., Cheburkin, A.K., Gloor, M., Reese, S., 2001. Geochemistry of the peat bog at Etang de la Gru?re, Jura Mountains, Switzerland, and its record of atmospheric pb and lithogenic trace metals (Sc, Ti, Y, Zr, and REE) since 12,370 ^{14}C yr bp. *Geochim. Cosmochim. Acta.* doi:10.1016/S0016-7037(01)00586-5
- Sigvaldason, G.E., 2002. Volcanic and tectonic processes coinciding with glaciation and crustal rebound: An early Holocene rhyolitic eruption in the Dyngjufjöll volcanic centre and the formation of the Askja caldera, north Iceland. *Bull. Volcanol.* 64, 192–205. doi:10.1007/s00445-002-0204-7
- Sporka, F., Stefková, E., Bitusík, P., Thompson, A.R., Agusti-Panareda, A., Appleby, P.G., Grytnes, J.A., Kameník, C., Krno, I., Lami, A., Rose, N., Shilland, N.E., 2002. The paleolimnological analysis of sediments from high mountain lake Nizné Terianske pleso in the High Tatras (Slovakia). *J. Paleolimnol.* 28, 95–109.
- Štefková, E., 2006. Epilithic diatoms of mountain lakes of the Tatra Mountains (Slovakia). *Biologia (Bratisl.)* 61, S101–S108. doi:10.2478/s11756-006-0123-8
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L. V., Allen, S.K., Bindoff, N.L., Bréon, F.-M., Church, J. a., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J.M., Hartmann, D.L., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Kumar, K.K., Lemke, P., Marotzke, J., Masson-Delmotte, V., Meehl, G. a., Mokhov, I.I., Piao, S., Ramaswamy, V., Randall, D., Rhein, M., Rojas, M., Sabine, C., Shindell, D., Talley, L.D., Vaughan, D.G., Xie, S.-P., 2013. TS: Technical Summary. *Clim. Chang.* 2013 Phys. Sci. Basis. *Contrib. Work. Gr. I to Fifth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang.* 33–115.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuvier, M., Polach, H.A., 1977. Reporting of ^{14}C Data. *Radiocarbon* 19, 355–363. doi:10.1016/j.forsciint.2010.11.013
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Rasmussen, S.O., Ro, R., Peder, J., Vinther, B.M., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005 , 15 – 42 ka . Part 2 : comparison to other records. *J. Quat. Sci.* 25, 3258–3267. doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.003
- Svingor, É., 2012. A C-14 kormeghatározás alapjai és problémái. *Archeometriai Műhely* 3, 135–146.
- Synal, H., Stocker, M., Suter, M., 2007. MICADAS: A new compact radiocarbon AMS system. *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms* 259, 7–13. doi:10.1016/j.nimb.2007.01.138
- Tanțău, I., Feurdean, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Fărcaș, S., 2011. Holocene vegetation history in the upper forest belt of the Eastern Romanian Carpathians. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 309, 281–290. doi:10.1016/j.palaeo.2011.06.011

- Tantau, I., Reille, M., de Beaulieu, J.-L., Farcas, S., Goslar, T., Paterne, M., 2003. Vegetation history in the Eastern Romanian Carpathians : pollen analysis of two sequences from the Mohos crater. *Veg. Hist. Archaeobot.* 12, 113–125. doi:10.1007/s00334-003-0015-6
- ter Braak, C., Smilauer, P., 2002. CANOCO: Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (version 4.5). Microcomput. Power, Ithaca, New York.
- Tonkov, S., Bozilova, E., Possnert, G., 2015. Lateglacial to Holocene vegetation development in the Central Rila Mountains, Bulgaria. *The Holocene* 1–12. doi:10.1177/0959683615596825
- Tóth, M., Buczkó, K., Specziár, A., Heiri, O., Braun, M., Hubay, K., Czakó, D., Magyari, E.K., 2018. Limnological changes in South Carpathian glacier-formed lakes (Retezat Mountains, Romania) during the Late Glacial and the Holocene: A synthesis. *Quat. Int.* doi:10.1016/j.quaint.2017.05.023
- Tóth, M., Magyari, E.K., Brooks, S.J., Braun, M., Buczkó, K., Bálint, M., Heiri, O., 2012. A chironomid-based reconstruction of late glacial summer temperatures in the southern Carpathians (Romania). *Quat. Res.* 77, 122–131. doi:10.1016/j.yqres.2011.09.005
- Toth, M., Magyari, E.K., Buczko, K., Braun, M., Panagiotopoulos, K., Heiri, O., 2015. Chironomid-inferred Holocene temperature changes in the South Carpathians (Romania). *The Holocene* 25, 569–582. doi:10.1177/0959683614565953
- Törnqvist, T.E., De Jong, a F.M., Oosterbaan, W. a, Vander Borg, K., 1992. Accurate dating of organic deposits by AMS C-14 measurement of macrofossils. *Radiocarbon* 34, 566–577.
- Tribouvillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chem. Geol.* 232, 12–32. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.02.012
- Troels-Smith, J., 1955. Karakterisering af lose jordater. *Danmarks Geol. Undersogelse Ser. IV* 10, 1e53.
- Túri, M., Palscu, L., Papp, L., Horváth, A., Futó, I., Molnár, M., Rinyu, L., Janovics, R., Braun, M., Hubay, K., Kis, M., Koltai, G., 2016. Isotope characteristics of the water and sediment in volcanic lake Saint Ana, East-Carpathians, Romania. *Carpathian J. Earth Environ. Scineces* 11, 475–484.
- Turney, C.S.M., Coope, G.R., Harkness, D.D., Lowe, J.J., Walker, M.J.C., 2010. Implications for the dating of Wisconsinan (Weichselian) late- glacial events of systematic radiocarbon age differences between terrestrial plant macrofossils from a site in SW Ireland. *Quat. Res.* 53, 114–121. doi:10.1006/qres.1999.2087
- Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J., Várhegyi, A., 2014. AMS 14C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age–depth models for the last 40 ka. *Quat. Sci. Rev.* 106, 140–154. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.009
- Urdea, P., 2004. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians, In: J. Ehlers és P.L. Gibbard (eds.), in: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology.* o. 301–308.
- Urdea, P., Onaca, A., Ardelean, F., Ardelean, M., 2011. New evidence on the quaternary glaciation in the romanian carpathians. *Dev. Quat. Sci.* 15, 305–322. doi:10.1016/B978-0-444-53447-7.00024-6
- Urdea, P., Reuther, A., 2009. Some new data concerning the Quaternary glaciation in the

- Romanian Carpathians. *Geogr. Pannonica* 13, 41–52. doi:10.5937/geopan0902041u
- Veres, D., 2002. A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on minerogenic sediments. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Geol.* XLVII, 171–182.
- Veres, D., Lallier-Vergès, E., Wohlfarth, B., Lacourse, T., Kéravis, D., Björck, S., Preusser, F., Andrieu-Ponel, V., Ampel, L., 2009. Climate-driven changes in lake conditions during late MIS 3 and MIS 2: a high-resolution geochemical record from Les Echets, France. *Boreas* 38, 230–243. doi:10.1111/j.1502-3885.2008.00066.x
- Vespremeanu-Stroe, A., Urdea, P., Popescu, R., Vasile, M., 2012. Rock Glacier Activity in the Retezat Mountains, Southern Carpathians, Romania. *Permafr. Periglac. Process.* 23, 127–137. doi:10.1002/ppp.1736
- Vincze, I., Orbán, I., Birks, H.H., Pál, I., Finsinger, W., Hubay, K., Marinova, E., Jakab, G., Braun, M., Biró, T., Tóth, M., Danau, C., Ferecz, I. V., Magyari, E.K., 2017. Holocene treeline and timberline changes in the South Carpathians (Romania): Climatic and anthropogenic drivers on the southern slopes of the Retezat Mountains. *The Holocene* 27, 1613–1630.
- Vogt, S., Herzog, G.F., Reedy, R.C., 1990. Cosmogenic nuclides in extraterrestrial materials. *Rev. Geophys.* 28, 253–275.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Discussion Paper Formal subdivision of the Holocene Series / Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core , marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission. *J. Quat. Sci.* 27, 649–659. doi:10.1002/jqs.2565
- Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Wohlfarth, B., Group, I., 1999. Isotopic „events” in the GRIP ice core: A stratotype for the Late Pleistocene. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1143–1150. doi:10.1016/S0277-3791(99)00023-2
- Walker, M.J.C., Bryant, C., Cooper, G.R., Harkness, D.D., Lowe, J., Scott, E.M., 2001. Towards a radiocarbon chronology of the Late-Glacial: sample selection strategies. *Radiocarbon* 43, 1007–1019.
- Ward, G.K., Wilson, S.R., 1978. Procedures for Comparing and Combining Radiocarbon Age Determinations: Critique. *Archaeometry* 20, 19–31. doi:10.1111/j.1475-4754.1978.tb00208.x
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 423–438. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.054
- White, A.F., Blum, A.E., Bullen, T.D., Vivit, D. V., Schulz, M., Fitzpatrick, J., 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 3277–3291.
- Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G., Holmquist, B., 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *J. Quat. Sci.* 13, 137–145.
- Zolitschka, B., 2007. Varved lake sediments. *Encycl. Quat. Sci.* 3105–3114.



Nyilvántartási szám: DEENK/334/2019.PL
Tárgy: PhD Publikációs Lista

Jelölt: Tóth-Hubay Katalin
Neptun kód: S4LDYJ
Doktori Iskola: Kémiai Tudományok Doktori Iskola
MTMT azonosító: 10037295

A PhD értekezés alapjául szolgáló közlemények

Idegen nyelvű tudományos közlemények külföldi folyóiratban (4)

1. **Hubay, K.**, Molnár, M., Orbán, I., Braun, M., Biró, T., Magyar, E.: Age-depth relationship and accumulation rates in four sediment sequences from the Retezat Mts, South Carpathians (Romania).
Quat. Int. 477, 7-18, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.019>
IF: 1.952
2. **Hubay, K.**, Braun, M., Harangi, S., Palcsu, L., Túri, M., Jull, A. J. T., Molnár, M.: High-Resolution Peat Core Chronology Covering the Last 12 KYR Applying an Improved Peat Bog Sampling.
Radiocarbon. 60 (05), 1367-1378, 2018. ISSN: 0033-8222.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2018.113>
IF: 1.531
3. **Hubay, K.**, Braun, M., Buczkó, K., Pál, I., Veres, D., Túri, M., Biró, T., Magyar, E.: Holocene environmental changes as recorded in the geochemistry of glacial lake sediments from Retezat Mountains, South Carpathians.
Quat. Int. 477, 19-39, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.024>
IF: 1.952
4. Braun, M., **Hubay, K.**, Magyar, E., Veres, D., Papp, I., Bálint, M.: Using linear discriminant analysis (LDA) of bulk lake sediment geochemical data to reconstruct lateglacial climate changes in the South Carpathian Mountains.
Quat. Int. 293, 114-122, 2013. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.03.025>
IF: 2.128





További közlemények

Magyar nyelvű könyvek (1)

5. Hadnagy, I., **Hubay, K.**, Kolozsvári, I., László, E., Szanyi, S., Varga, Z.: Klímaváltozás a Kárpát-medencében: múlt, jelen, jövő. Márton Áron Szakkollégium, Debrecen, 75 p., 2013. ISBN: 9789638742391

Magyar nyelvű tudományos közlemények hazai folyóiratban (2)

6. Balogh, Z., Gyulai, I., Fehérmé Baranyai, E., **Hubay, K.**, Harangi, S., Kundrát, J. T., Braun, M., Korponai, J., Simon, E.: Holtmedrek toxikus elemtartalmának vizsgálata üledékminták alapján.
Hidrol. Közlöny. 94 (5-6), 18-20, 2014. ISSN: 0018-1323.
7. Braun, M., Papp, I., Korponai, J., Lukács, V., Gyulai, I., Forró, L., **Hubay, K.**, Szalóki, I.: A Tisza vízjárásának nyomai a Marótzugi-Holt-Tisza üledékében.
Hidrobiol. Közl. 90 (6), 20-22, 2010. ISSN: 0018-1323.

Idegen nyelvű tudományos közlemények hazai folyóiratban (2)

8. Buczkó, K., Magyarai, E., Soróczki, P. É., **Hubay, K.**, Braun, M., Bálint, M.: Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Late Glacial in the Southern Carpathian Mountains.
Cent. Eur. Geology. 52 (3-4), 249-268, 2009. ISSN: 1788-2281.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.3>
9. Magyarai, E., Braun, M., Buczkó, K., Kern, Z., László, P., **Hubay, K.**, Bálint, M.: Radiocarbon chronology of glacial lake sediments in the Retezat Mts (South Carpathians, Romania): a window to Late Glacial and Holocene climatic and paleoenvironmental changes.
Cent. Eur. Geol. 52 (3-4), 225-248, 2009. ISSN: 1788-2281.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1556/CEuGeol.52.2009.3-4.2>

Idegen nyelvű tudományos közlemények külföldi folyóiratban (12)

10. Major, I., Dani, J., Kiss, V., Melis, E., Patay, R., Szabó, G., **Hubay, K.**, Turi, M., Futó, I., Huszánk, R., Jull, A. J. T., Molnár, M.: Adoption and evaluation of a sample pre-treatment protocol for radiocarbon dating of cremated bones at HEKAL.
Radiocarbon. 61 (1), 159-171, 2019. ISSN: 0033-8222.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2018.41>
IF: 1.531 (2018)





11. Vincze, I., Finsinger, W., Jakab, G., Braun, M., **Hubay, K.**, Veres, D., Deli, T., Szalai, Z., Szabó, Z., Magyarai, E.: Paleoclimate reconstruction and mire development in the Eastern Great Hungarian Plain for the last 20,000 years.
Rev. Palaeobot. Palynology. Epub, 1-61, 2019. ISSN: 0034-6667.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.104112>
IF: 1.674 (2018)
12. Finsinger, W., Fevre, J., Orbán, I., Pál, I., Vincze, I., **Hubay, K.**, Birks, H. H., Braun, M., Tóth, M., Magyarai, E.: Holocene fire-regime changes near the treeline in the Retezat Mts. (Southern Carpathians, Romania).
Quat. Int. 477, 94-105, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.029>
IF: 1.952
13. Tóth, M., Buczkó, K., Specziár, A., Heiri, O., Braun, M., **Hubay, K.**, Czakó, D., Magyarai, E.: Limnological changes in South Carpathian glacier-formed lakes (Retezat Mountains, Romania) during the Late Glacial and the Holocene: A synthesis.
Quat. Int. 477, 138-152, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.023>
IF: 1.952
14. Veres, D., Cosac, M., Schmidt, C., Murătoareanu, G., Hambach, U., **Hubay, K.**, Wulf, S., Karátson, D.: New chronological constraints for Middle Palaeolithic (MIS 6/5-3) cave sequences in Eastern Transylvania, Romania.
Quat. Int. 485, 103-114, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.07.015>
IF: 1.952
15. Orbán, I., Birks, H. H., Vincze, I., Finsinger, W., Pál, I., Marinova, E., Jakab, G., Braun, M., **Hubay, K.**, Bíró, T., Magyarai, E.: Treeline and timberline dynamics on the northern and southern slopes of the Retezat Mountains (Romania) during the late glacial and the Holocene.
Quat. Int. 477, 59-78, 2018. ISSN: 1040-6182.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.012>
IF: 1.952
16. Balogh, Z., Harangi, S., Gyulai, I., Braun, M., **Hubay, K.**, Tóthmérész, B., Simon, E.: Exploring river pollution based on sediment analysis in the Upper Tisza region (Hungary).
Environ. Sci. Pollut. Res. 24 (5), 4851-4859, 2017. ISSN: 0944-1344.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1007/s11356-016-8225-5>
IF: 2.8





17. Vincze, I., Orbán, I., Birks, H. H., Pál, I., Finsinger, W., **Hubay, K.**, Marinova, E., Jakab, G., Braun, M., Biró, T., Tóth, M., Dănuș, C., Ferencz, I. V., Magyar, E.: Holocene treeline and timberline changes in the South Carpathians (Romania): Climatic and anthropogenic drivers on the southern slopes of the Retezat Mountains.
Holocene. 27 (11), 1613-1630, 2017. ISSN: 0959-6836.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1177/0959683617702227>
IF: 2.419
18. Haliuc, A., Veres, D., Brauer, A., **Hubay, K.**, Hutchinson, S. M., Begy, R., Braun, M.: Palaeohydrological changes during the mid and late Holocene in the Carpathian area, central-eastern Europe.
Glob. Planet. Change. 152, 99-114, 2017. ISSN: 0921-8181.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.010>
IF: 3.982
19. Longman, J., Veres, D., Ersek, V., Salzmann, U., **Hubay, K.**, Bormann, M., Wennrich, V., Schäbitz, F.: Periodic input of dust over the Eastern Carpathians during the Holocene linked with Saharan desertification and human impact.
Clim. Past. 13 (7), 897-917, 2017. ISSN: 1814-9324.
DOI: <http://dx.doi.org/10.5194/cp-13-897-2017>
IF: 3.174
20. Túri, M., Palcsu, L., Papp, L., Horváth, A., Futó, I., Molnár, M., Rinyu, L., Janovics, R., Braun, M., **Hubay, K.**, Kis, B. M., Koltai, G.: Isotope Characteristics of the water and sediment in volcanic lake Saint Ana, East-Carpathians, Romania.
Carpath. J. Earth Environ. Sci. 11 (2), 475-484, 2016. ISSN: 1842-4090.
IF: 0.88
21. Karátson, D., Wulf, S., Veres, D., Magyar, E., Gertisser, R., Timar-Gabor, A., Novothy, Á., Telbisz, T., Szalai, Z., Anechitei-Deacu, V., Appelt, O., Bormann, M., Jánosi, C., **Hubay, K.**, Schäbitz, F.: The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians: A tephrostratigraphic approach for the 51-29 ka BP time interval.
J. Volcanol. Geotherm. Res. 319, 29-51, 2016. ISSN: 0377-0273.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.005>
IF: 2.492

Magyar nyelvű konferencia közlemények (1)

22. Balogh, Z., Gyulai, I., Fehérné Baranyai, E., **Hubay, K.**, Harangi, S., Kundrát, J. T., Braun, M., Tóthmész, B., Simon, E.: Holtmedrek szennyezettségének vizsgálata üledékminták toxikus elemtartalma alapján.
In: X. Kárpát-medencei környezettudományi konferencia. Szerk.: Zsigmond Andrea, Zsigyártó Lídia, Ábel K., Kolozsvár, 158-163, 2014.





Idegen nyelvű konferencia közlemények (1)

23. Engi, Z., Tóth, G., Braun, M., **Hubay, K.**, Hercsel, R.: Study of the silting up process of the Mura river's floodplain in Hungary.
In: XXV. Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management, [s.n.], Budapest, 1-16, 2011.

Magyar nyelvű absztrakt kiadványok (6)

24. Szvák, E., Sklánitz, A., Szabó, L., Béni, Á., János, I., Dobróné Tóth, M., Szikszai, Z., Kertész, Z., Molnár, M., **Hubay, K.**, Major, I., Győry, H., Biacsi, K., Pálfi, G., Molnár, E., Hajdu, T., Szeniczey, T., Karlinger, K., Fehérné Baranyai, E., Scheffer, K., Kovács, J., Szikossy, I., Szirmai, L., Szőke, A., Zsíros, A., Erdődi, M., Pap, I.: A Nephthys projekt: előzetes eredmények.
In: Tavaszí Szél Konferencia : Nemzetközi multidiszciplináris konferencia : Absztraktkötet.
Szerk.: Németh Katalin, Doktoranduszok Országos Szövetsége, Budapest, 194, 2019. ISBN: 9786155586422
25. Szvák, E., Sklánitz, A., Szabó, L., Béni, Á., János, I., Dobróné Tóth, M., Szikszai, Z., Kertész, Z., Molnár, M., **Hubay, K.**, Major, I., Győry, H., Biacsi, K., Pálfi, G., Molnár, E., Hajdu, T., Szeniczey, T., Karlinger, K., Fehérné Baranyai, E., Scheffer, K., Kovács, J., Szikossy, I., McKnight, L., Pap, I.: Egy egyiptomi halmúmia multidiszciplináris vizsgálata: előzetes eredmények.
In: Tavaszí Szél Konferencia : Nemzetközi multidiszciplináris konferencia : Absztraktkötet.
Szerk.: Németh Katalin, Doktoranduszok Országos Szövetsége, Budapest, 196, 2019. ISBN: 9786155586422
26. Szvák, E., Sklánitz, A., Szabó, L., Béni, Á., János, J., Dobróné Tóth, M., Szikszai, Z., Kertész, Z., Molnár, M., **Hubay, K.**, Major, I., Győry, H., Szikossy, I., Molnár, E., Hajdu, T., Szeniczey, T., Karlinger, K., Fehérné Baranyai, E., Scheffer, K., Pabeschitz, V., László, O., Pap, I., Pálfi, G.: A gamhudi múmiák multidiszciplináris kutatásának kezdetei.
In: VII. Interdiszciplináris Doktorandusz Konferencia 2018 absztraktkötet. Szerk.: Bódog Ferenc, Pécsi Tudományegyetem Doktorandusz Önkormányzat, Pécs, 75, 2018. ISBN: 9789634292104
27. Szvák, E., Sklánitz, A., Szabó, L., Béni, Á., János, I., Dobróné Tóth, M., Szikszai, Z., Kertész, Z., Molnár, M., **Hubay, K.**, Major, I., Győry, H., Biacsi, K., Pálfi, G., Molnár, E., Hajdu, T., Szeniczey, T., Karlinger, K., Fehérné Baranyai, E., Scheffer, K., Kovács, J., Pabeschitz, V., László, O., Pap, I., Szikossy, I.: A gamhudi múmiák multidiszciplináris kutatásának első szakasza (előzetes eredmények).
In: Tavaszí szél konferencia 2018 Nemzetközi multidiszciplináris konferencia Absztraktkötet. Szerk.: Keresztes Gábor, Doktoranduszok Országos Szövetsége, Budapest, 102, 2018. ISBN: 9786155586262



28. Kunderát, J. T., Gyulai, I., Fehérné Baranyai, E., **Hubay, K.**, Harangi, S., Balogh, Z., Braun, M., Katona, B., Szabó, É., Tóthmérész, B., Simon, E.: Felső-Tisza-vidéki holtmedrek szennyezettségének felmérése víz-és üledékminták alapján.
In: III. Ökotoxikológiai Konferencia előadás és poszter kötete. Szerk.: Darvas Béla, Magyar Ökotoxikológiai Társaság, Budapest, 18-19, 2013. ISBN: 9789638945228
29. **Hubay, K.**, Balogh, Z., Gyulai, I., Kunderát, J. T., Fehérné Baranyai, E., Harangi, S., Braun, M., Korponai, J., Tóthmérész, B., Simon, E.: Felső-Tisza-vidéki holtmedrek üledékmintáinak elemanalízise MP-AES módszerrel.
In: II. Környezetkémiai Szimpózium : Program és előadáskivonatok, [s.n.], [S.I.], 24, 2013.

Idegen nyelvű absztrakt kiadványok (3)

30. Molnár, M., Jull, T. A. J., **Hubay, K.**: Introduction.
Radiocarbon. 60 (4), 1, 2018. ISSN: 0033-8222.
DOI: <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2018.87>
31. **Hubay, K.**, Magyar, E., Braun, M., Schäbitz, F., Molnár, M.: Dating of pollen samples from the sediment core of Lake St Anne in the East Carpathian Mountains, Romania.
Geophys. Res. Abstr. 18, 12260, 2016. ISSN: 1029-7006.
32. Balogh, Z., Gyulai, I., Fehérné Baranyai, E., **Hubay, K.**, Harangi, S., Kunderát, J. T., Braun, M., Tóthmérész, B., Simon, E.: Toxic element contents in surface sediments in oxbows.
In: The 5th International Conference on Carpathian Euroregion. Ecology-CERECO 2014 : Abstracts. Szerk.: Bárány Sándor, Buczkó István, Hadnagy István, Kohut Erzsébet, Kolozsvári István, Ljubka Tibor, Zselicki István, Pol. "Lira", Beregszász, 13-14, 2014. ISBN: 9786175961469

A közlő folyóiratok összesített impakt faktora: 34,323

A közlő folyóiratok összesített impakt faktora (az értekezés alapjául szolgáló közleményekre): 7,563

A DEENK a Jelölt által az iDEa Tudóstérbe feltöltött adatok bibliográfiai és tudománymetriai ellenőrzését a tudományos adatbázisok és a Journal Citation Reports Impact Factor lista alapján elvégezte.

Debrecen, 2019.10.04.

