

## Erdő- és fahatár változás a Déli-Kárpátokban a késő glaciális és a kora holocén gyors felmelegedési hullámok idején: korai erdőexpansió és a fiatal driász lehűlés csillapított hatása

DARABOS Gabriella<sup>1\*</sup>, MAGYARI Enikő Katalin<sup>2</sup>, SZABÓ Zoltán<sup>3</sup>, LISZTES-SZABÓ Zsuzsa<sup>4</sup>, VERES, Daniel<sup>5</sup>,  
HALIUC, Aritina<sup>6</sup>, REITMEYER Bence<sup>7</sup>, PÁLFI Ivett<sup>8</sup>

<sup>1,2,3,6,8</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék; <sup>3</sup>MTA-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport;  
<sup>4</sup>ELKH Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezettudományi Központ; <sup>5,6</sup>Institute of Speleology, Romanian Academy;

<sup>7</sup>Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet  
ORCID: <sup>1</sup>0000-0001-8070-5630; <sup>2</sup>0000-0002-2844-8937; <sup>3</sup>0000-0002-0899-2214; <sup>4</sup>0000-0002-6322-8542;  
<sup>5</sup>0000-0003-3932-577X; <sup>6</sup>0000-0002-5681-8210; <sup>7</sup>0000-0001-9814-3410

\*e-mail: gabriella.darabos@ttk.elte.hu

*Treeline and timberline changes in the Southern Carpathians during the Late Glacial and Early Holocene:  
rapid warming, early forest expansion and the attenuated effect of the Young Dryas stadial*

### Abstract

Plant macrofossil and pollen analyses were carried out on the Late Glacial and Early Holocene sediments of a high-mountain lake (Lake Latorița or Iezerul Latorița, 1530 m) in the Parâng Mountains (Munții Parâng, Southern Carpathians) to determine the response of treeline, timberline and subalpine vegetation to climate change. In the Lake Latorița watershed there was scattered or no vegetation cover following glacial retreat, between 15 510–14 765 cal years BP years (end of Greenland Stadial 2 (GS-2)), suggesting that timberline position was at lower elevations than the lake. In the subsequent Greenland Interstadial (GI)1 phase (14 765–13 340 cal BP based on our age model) we reconstructed the expansion of boreal open forest and the formation of the treeline ecotone zone around the lake characterized by a mixture of dwarf pine, spruce, and larch (*Pinus mugo*–*Picea abies*–*Larix decidua*). The treeline gradually increased in altitude, with a high intensity forest fire occurred around the lake, extending into its catchment area at the end of GI-1 (13340–12930 cal years BP). The Younger Dryas cooling is estimated by the current age model to have occurred between 12 930 and 11 995 cal years BP. It led to a decrease in organic productivity in the lake, but our data suggest that the cooling had only a minor effect on the vegetation of the watershed. The most significant change was the emergence and advance of *Pinus cembra*. During the Early Holocene (between 11 995 and 11 300 cal BP), the treeline and timberline rose steadily, the tree cover increased and further diversified with the appearance of downy birch (*Betula pubescens*). We reconstruct open forest composed of Norway spruce (*P. abies*), European larch (*L. decidua*) and dwarf pine (*P. mugo*) around the lake. The rapidity of the lateglacial forest expansion is indicative of near-refugial populations of conifer tree and shrub species and confirms the results from other lake records in the Retezat Mountains of the South Carpathians, where Young Dryas cooling reduced the growing degree day sums (GDD5) only slightly (in contrast to Western Europe). Climate change gave a competitive advantage to arrolla pine (*P. cembra*) in the subalpine zone of the South Carpathians, which then spread into the treeline ecotone zone. During the Early Holocene warming larch became widespread in the subalpine zone of the South Carpathians in a more continental climate than today.

*Keywords: plant macrofossil, pollen analysis, vegetation change, climate change, Parâng Mountains*

### Összefoglalás

A Páreng-hegységcsoportban (Munții Parâng, Déli-Kárpátok) lévő magashegyi tó (Latorica-tó, Iezerul Latorița, 1530 m) üledékének késő glaciális és kora holocén korú szakaszán növényi makrofosszília és pollen analitikai elemzéseket végeztünk, hogy megállapítsuk a fahatár, az erdőhatár és a szubalpi vegetáció éghajlatváltozásra adott válaszreakcióit. A Latorica-tó vízgyűjtőjén és partján 15 510–14 765 kal. BP évek (Grönlandi 2-es oxigénizotóp fázis (GS-2) vége) között a gleccserek visszahúzódása nyomán nem volt, vagy csak ritka növényborítás lehetett, tehát a fahatár valószínűleg a tó alatt húzódott. Az ezt követő GI-1 fázisban (kormodellünk alapján 14 765–13 340 kal. BP évek között) bekövetkező felmelegedés hatására a tó körül kialakuló fahatár ökoton zónában törpefenyő, lucfenyő és szálanként vörösfenyő (*Pinus mugo* – *Picea abies* – *Larix decidua*) keveredésével jellemezhető, boreális nyílt erdő expansióját rekonstruáltuk. A fahatár fokozatosan magasabbra húzódott, majd a GI-1 végén (13 340–12 930 kal. BP évek közt) nagy intenzitású erdőtűz következhetett be a tó körül, annak vízgyűjtőjére is kiterjedve. A fiatal driász lehűlés a jelenlegi kormodell szerint 12 930 és 11 995 kal. BP évek között a tó szervesanyag-termelésének csökkenéséhez vezetett, ugyanakkor a lehűlés csak kismértékben hatott a tó menti vegetációra. A legjelentősebb változás a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) megjelenése és

előretörése volt ebben az időszakban. A kora holocénben (11 995–11 300 kal. BP évek közt) a fa- és erdőhatár folyamatosan emelkedhetett, az erdőszerkezet zárult és tovább diverzifikálódott a molyhos nyír (*Betula pubescens*) megjelenésével: luc- (*P. abies*), vörösfenyő (*L. decidua*) és törpecserjés (*P. mugo*) alkotta nyílt, de a késő glaciálisnál zártabb erdők uralták a tó körüli tájat. Eredményeink alapján elmondhatjuk, hogy a késő glaciális erdőexpánzió gyorsasága közeli refúgiális populációkra utal a fenyőfélék esetében, valamint eredményeink megerősítik a Déli-Kárpátok Retyezát vonulatában kapott eredményeket, miszerint a fiatal driász lehűlés a vegetációs időszak hőösszegét csak kismértékben csökkentette ebben a régióban (szemben Nyugat-Európával). Az éghajlatváltozás kompetíciós előnybe hozta a Déli-Kárpátok szubalpin zónájában a havasi cirbolyafenyőt (*P. cembra*), mely ekkor terjedt el a fahatár ökoton zónájában. A kora holocén felmelegedés során a mainál kontinentálisabb klímán a vörösfenyő széles körben elterjedt a Déli-Kárpátokban a szubalpin zónában.

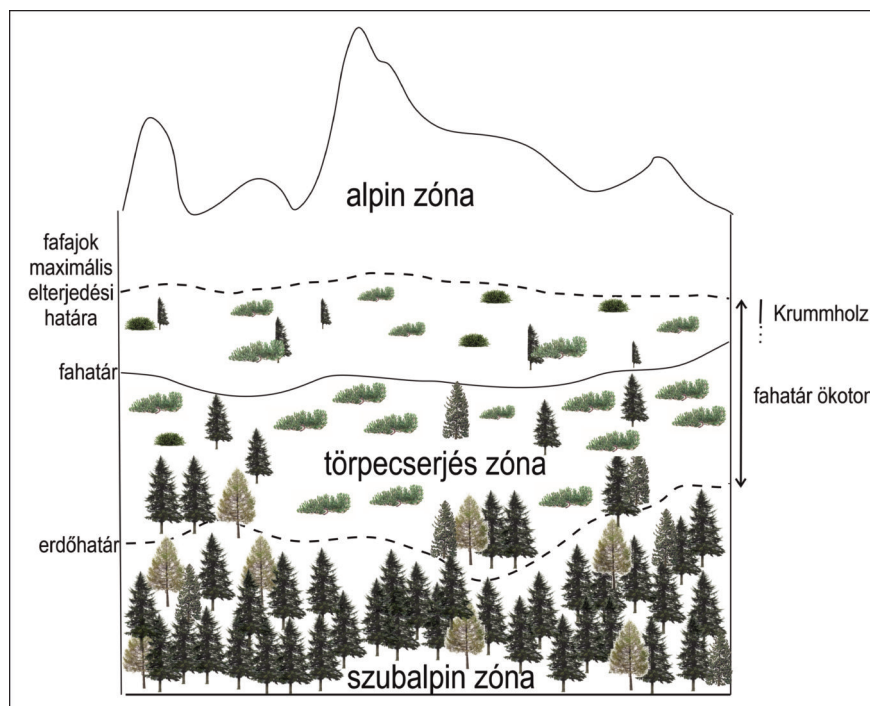
Tárgyszavak: növényi makrofosszília, pollenanalízis, vegetációváltozás, éghajlatváltozás, Páreng-hegységcsoport

## Bevezetés

A napjainkban zajló és a jövőben várható globális felmelegedés ökoszisztémákra gyakorolt hatásának meghatározásához fontos adalékul szolgál az utolsó eljegesedés végén jelentkező éghajlati változásokra adott biotikus válaszok részletekbe menő feltárása. Habár az éghajlati, biogeográfiai és ökológiai körülmények különbözőségei miatt a múltbeli éghajlati és biológiai változások nem tekinthetők közvetlenül a jövőbeli felmelegedés analógiájaként, a múlt tanulmányozása lehetővé teszi, hogy a biológiai folyamatokról, azok sebességéről és amplitúdójáról pontosabb képet alkossunk (SOLOMON et al. 2007, GOSLING & BUNTING 2008).

Az éghajlatváltozás szempontjából a hegyvidéki erdők a

legérzékenyebb ökoszisztémák közé tartoznak, mivel a magashegységekben a globális átlagnál gyorsabb hőmérsékleti változások tapasztalhatók (SOLOMON et al. 2007, PEPIN et al. 2015). Magashegységi környezetben a zárt erdők felső határát a magassági erdőhatár jelöli ki, amely fölött a fák és cserjetermetű példányaik egyéb cserjékkel és lágyszárúakkal először csoportosan, majd a magassággal felfelé haladva szórványosan fordulnak elő. Az erdőhatártól megkülönböztendő az egyik legszembeütőbb szárazföldi növényzeti határvonal, a fahatár, ami a 2 m-nél magasabb fásszárúak által elért legnagyobb tengerszint feletti magasságot (SCHWÖRER et al. 2014) jelenti. Az erdőhatártól a fajok előfordulásának maximális magasságáig terjedő területet a fahatár ökoton foglalja el (1. ábra; ARNO & HAMMERLY 1984, TIN-



**1. ábra.** Egy mérsékelt övi, magashegyi környezet átmeneti zónája az erdőhatár, a fahatár és a fajok legmagasabb elhelyezkedési határával. A sematikus ábra HOLTMEIER (2009), KÖRNER (2012), WIELGOLASKI et al. (2017) és BARREDO et al. (2020) munkái alapján készült. A krummholz a fahatár ökoton legfelső övezete, ahol a fák deformált, bokorszerű struktúrákat alkotva fejlődnek ki

**Figure 1.** The transition zone of a temperate high mountain environment with the timberline, the treeline and highest location boundaries of tree species. The schematic figure is based on the work of HOLTMEIER (2009), KÖRNER (2012), WIELGOLASKI et al. (2017), and BARREDO et al. (2020). The Krummholz is the uppermost zone of the treeline ecotone, where trees develop in deformed, shrub-like structures

NER & THEURILLAT 2003, SCHWÖRER et al. 2014, WIELGOLASKI et al. 2017, BARREDO et al. 2020). Ez egy gyakran fragmentált, ligetes megjelenésű, átmeneti zóna (FEURDEAN et al. 2016), amely elválasztja a szubalpi zárt erdőket a fátlan, alpi vegetációövtől (LOTTER et al. 2006). Bizonyított, hogy a felmelegedés hatására az emelkedő hőmérséklettel a fahatár felfelé tolódik (FIELD & BARROS 2014, GREENWOOD & JUMP 2014), amely változás egyben a fahatár ökotont is érinti, ami fajösszetételbeli és biodiverzitás-változást is eredményezhet (GRACE et al. 2002, LLOYD & FASTIE 2003, DULLINGER et al. 2004, HARSCH et al. 2009, CZAJKA et al. 2015). A fahatár felett, a 2 méternél alacsonyabb (sokszor deformált) fák és törpecserjék az úgynevezett krummholz-zónát alkotják, amelynek felső határát a fafajok abszolút előfordulása határozza meg (HOLTMEIER 1981, 2009; TINNER & THEURILLAT 2003).

A természetes fahatár helyzetét a legmelegebb nyári hónap átlaghőmérséklete (mérsékelt övi magashegységekben 8–10 °C) és a növekedési időszak hőmérséklete (mérsékelt övi magashegységekben az 5,5–7,5 °C feletti átlaghőmérsékletű napok száma) befolyásolja (KÖRNER 2012).

Az éghajlatérzékeny fahatár ökoton pozíciójára egyéb tényezők (pl. topográfia, a talaj tápanyagtartalma, hő- és szélviszonyok, antropogén és természetes zavarások) is hatással vannak (KÖRNER 2003, 2012; HOLTMEIER 2009; CZAJKA et al. 2015; WIELGOLASKI et al. 2017).

Annak érdekében, hogy következtetni tudjunk a fahatár, a fahatár ökoton és a krummholz-zóna vegetációjának az éghajlatváltozás hatására történő elmozdulására és fafajösszetételei változásaira, szükséges a múltbeli – különösen az utolsó eljegesedési időszak végén bekövetkező, gyors késő glaciális felmelegedés (14 692–11 703 b2k; RASMUSSEN et al. 2014) – növényzeti változásait, makrofosszília- és pollen-elemzések alapján rekonstruálni tavi vagy lápi üledékszelvények felhasználásával (MAGYARI 2015). A makrofosszília-vizsgálatok során a jellemző fajok üledékben előforduló maradványait és a fajok modern elterjedését meghatározó ökológiai igényeit veszik figyelembe a paleoklíma és a növényzeti rekonstrukciók megalkotásához (VÄLIRANTA et al. 2015). A növényi makromaradványok a pollenekhez képest kisebb távolságból érkeznek az üledékgyűjtőkbe (AMMANN et al. 2014, BIRKS & BJUNE 2010). Ez lehetővé teszi egy adott faj lokális jelenlétének kimutatását, bár hiánya nem jelenti az adott faj teljes hiányát a biotópban (BIRKS et al. 2012).

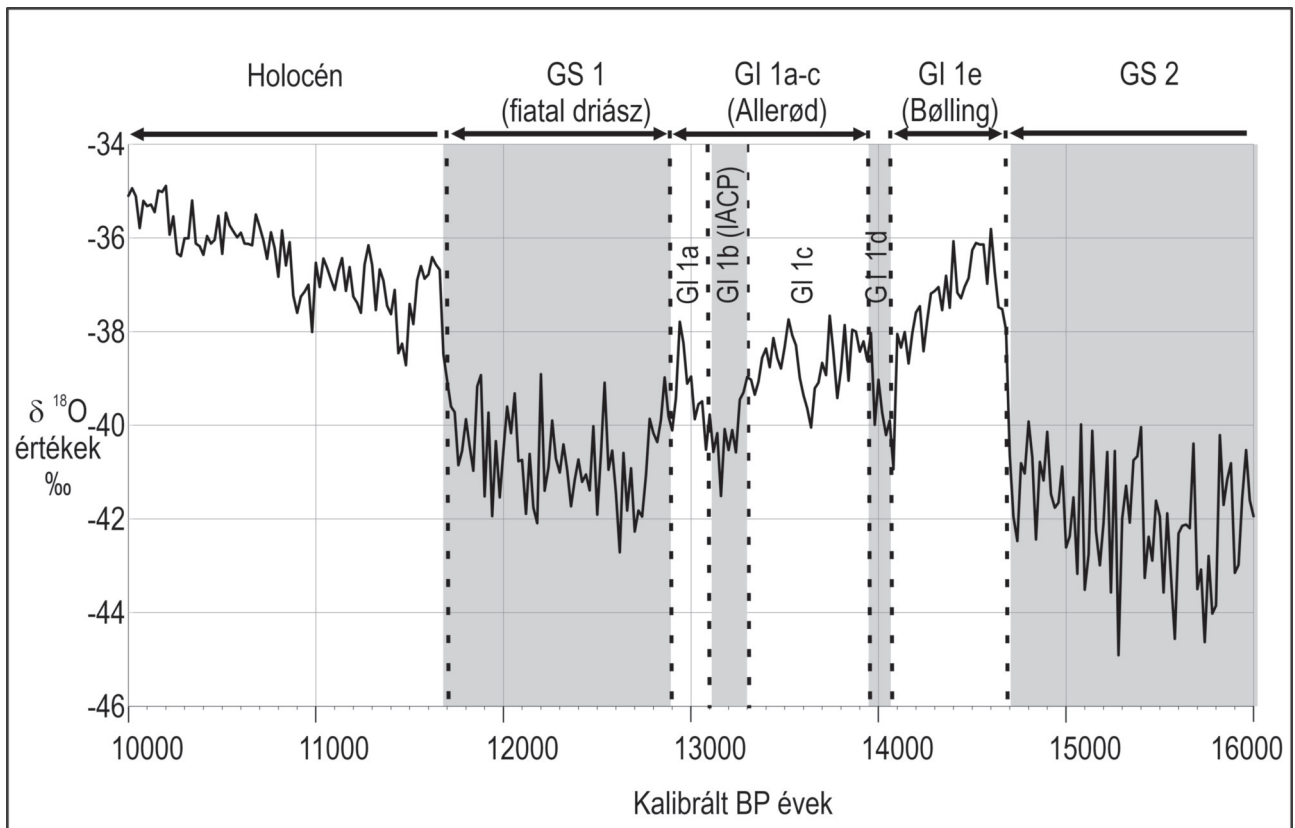
Jelen kutatás a Déli-Kárpátok késő glaciális és kora holocén klíma- és vegetációváltozásait részletezi. Az északi félgömbön az utolsó eljegesedési időszak maximuma (LGM: last glacial maximum), 26 500–19 000 évek közé tehető (CLARK et al. 2009). Ezután kb. 20 000 évvel ezelőtt kezdődött meg az éghajlat lassú melegedése és a jégtakaró visszahúzódása (DENTON et al. 2010). Ez a kezdeti még hideg időszak, az NGRIP (North Greenland Ice Core Project) grönlandi jégfuratokban meghatározott  $\delta^{18}\text{O}$  izotóparányok lassú emelkedése alapján definiált, az elfogadott terminológia alapján GS-2 fázisként ismert (Greenland-stadial 2: 22 900–14 692 b2k\*) (\*2000 év előtt), amit a GI-1 interstadiális fázis követ (Greenland-interstadial 1: 14 692–12 896 b2k) (2. ábra). A GI-1 egyben a késő glaciális felmelegedés

kezdetét is jelöli. Ezután a fiatal driásznak megfeleltethető GS-1 stadiális (Greenland-stadial 1: 12 896–11 703 b2k) következik, melynek végét a holocén felmelegedés kezdete zárja le (RASMUSSEN et al. 2014). A GI-1 és a GS-1 fázisokat átfogóan késő glaciális időszakoknak nevezik (14 692–11 703 b2k (RASMUSSEN et al. 2014). A GI-1 interstadiális további öt alegységre tagolható: a GI-1e (14 692–14 075 b2k) kb. a Bølling-nek, a GI-1d (14 075–13 954 b2k) az idősebb driásznak, a GI-1c, b, a (c: 13 954–13 311 b2k; b: 13 311–13 099 b2k; a: 13 099–12 896 b2k) időszakok az Allerød interstadiálisnak feleltethetők meg. A GI-1c tovább osztható három részeseményre (GI-1c1; GI-1c2; GI-1c3), amelyeket ugyanolyan hierarchikus rendű aleseményeknek tekintünk, mint a GI-1 többi eseményét, és a GI-1c2 hidegfázisnak a GI-1c1 és GI-1c3 melegebb periódusok közötti megjelenését fejezi ki, megkülönböztetésül a GI-1b jelzésű Allerødon belüli hideg fázis ('Intra-Allerød Cold Period' /IACP/) néven ismert lehülési eseménytől (RASMUSSEN et al. 2014).

Magashegységekben megfelelő magasságban elhelyezkedő tavakat kiválasztva és az üledékében jelenlévő makrofossziliákat vizsgálva képet kaphatunk nemcsak közvetlenül a tó partján, hanem felszíni vízbefolyás esetén annak vízgyűjtő területén a késő glaciálisban megtelepedett növényzetről, illetve a klímaváltozás (felmelegedési és lehülési események) hatására bekövetkező növényzeti válaszreakciókról is (BIRKS 2002).

A késő glaciálisban és a holocénben a fa- és erdőhatár változását számos hegységben vizsgálták és rekonstruálták paleoökológiai módszerekkel (OBIDOWICZ 1996; KULLMAN 2002, 2007; TINNER & THEURILLAT 2003; TONKOV & MARINOVA 2005; DI PASQUALE et al. 2008; MAGYARI et al. 2012; TINNER 2013; SCHWÖRER et al. 2014; CZAJKA et al. 2015). A kora és középső holocénre vonatkozó vizsgálatok eredményei azt tükrözik, hogy a fa- és erdőhatár változásai általában a fő éghajlati tendenciákat követik (FEURDEAN et al. 2016, VINCZE et al. 2017, ORBÁN et al. 2018). A fahatár eltolódása azonban nemcsak éghajlatváltozásra, hanem a holocénben már antropogén hatásokra adott válasznak is tekinthető (TINNER & THEURILLAT 2003, TONKOV & MARINOVA 2005, TINNER 2013, GREENWOOD & JUMP 2014, BONANOMI et al. 2018).

Összehasonlítva más nagy európai hegységekkel (Alpok, Pireneusok, Skandináv-hegység), a Kárpátokra vonatkozóan kevesebbet tudunk a múltbeli erdő- és fahatár változásairól. A Keleti- és Déli-Kárpátokból származó nagy felbontású pollenvizsgálatok a késő glaciális (14 692–11 703 évek között; BJÖRCK et al. 1998; RASMUSSEN et al. 2014) vagy a kora és középső holocén időszakok változásaira összpontosítanak (BJÖRCKMAN et al. 2003; FEURDEAN & BENNIKE 2004; FEURDEAN 2005; TANTAU et al. 2006; FEURDEAN et al. 2007, 2012a; FEURDEAN & WILLIS 2008; MAGYARI et al. 2012, 2014a, 2014b; FÄRCÄS et al. 2013; PÁL et al. 2018). A területre vonatkozóan csak kevés számú növényi makrofosszília vizsgálati eredmény áll rendelkezésre (pl. FEURDEAN et al. 2007; MAGYARI et al. 2012, 2014a, 2014b; GEANT et al. 2014; FEURDEAN et al. 2016; VINCZE et al. 2017; ORBÁN et al. 2018; VINCZE 2019).



2. ábra. A grönlandi jégfúrás (NGRIP) oxigénizotóp-arány ( $\delta^{18}\text{O}$ ) változása a késő glaciális és kora holocén során (RASMUSSEN et al. 2014 nyomán); a szürke sávok az NGRIP jégmagban kimutatható jelentősebb hideg eseményeknek felelnek meg

Figure 2. Changes in the oxygen isotope ratio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) of the Greenland ice core (NGRIP) during the Late Glacial and Early Holocene (after RASMUSSEN et al. 2014); grey bands correspond to major cold events recorded in the NGRIP ice core

A Kárpátok vonulata Európa egyik legösszetettebb hegyi ökoszisztémája, mégis a múltjára vonatkozó kevés kutatás egyelőre korlátozza, hogy megértsük, érzékeny-e, és milyen mértékben a változását előidéző különböző környezeti tényezőkre (FEURDEAN et al. 2016). A hegység szubalpin és alpin öveiben számos glaciális tó jelenik meg (VESPREMEANU-STROE et al. 2008), amelyek a jég visszavonulását követően alakultak ki, zömmel a késő glaciális időszakban (MAGYARI et al. 2009). A felső erdőhatár közelében elhelyezkedő tavak vizsgálata segít rekonstruálni, hogy a késő glaciálisban vagy a kora holocénben mikor érte el az erdő- és fahatár ezeket a tengerszint feletti magasságokat. A jelen kutatás célja, hogy elsősorban növényi makrofosszília vizsgálatokkal és előzetes, kiegészítő pollenelemzéssel választ keressen azokra a kérdésekre, mikor és hogyan erdősült be a Páreng-hegységcsoport szubalpin öve, megállapítható-e a késő glaciális felmelegedés hatására meginduló magassági fahatár eltolódása, továbbá hogy a fahatár magassága érzékeny-e a kisebb klímingadozásokra (felmelegedési és lehülési eseményekre), és hogyan alkalmazkodott mindezekhez a növénytakaró.

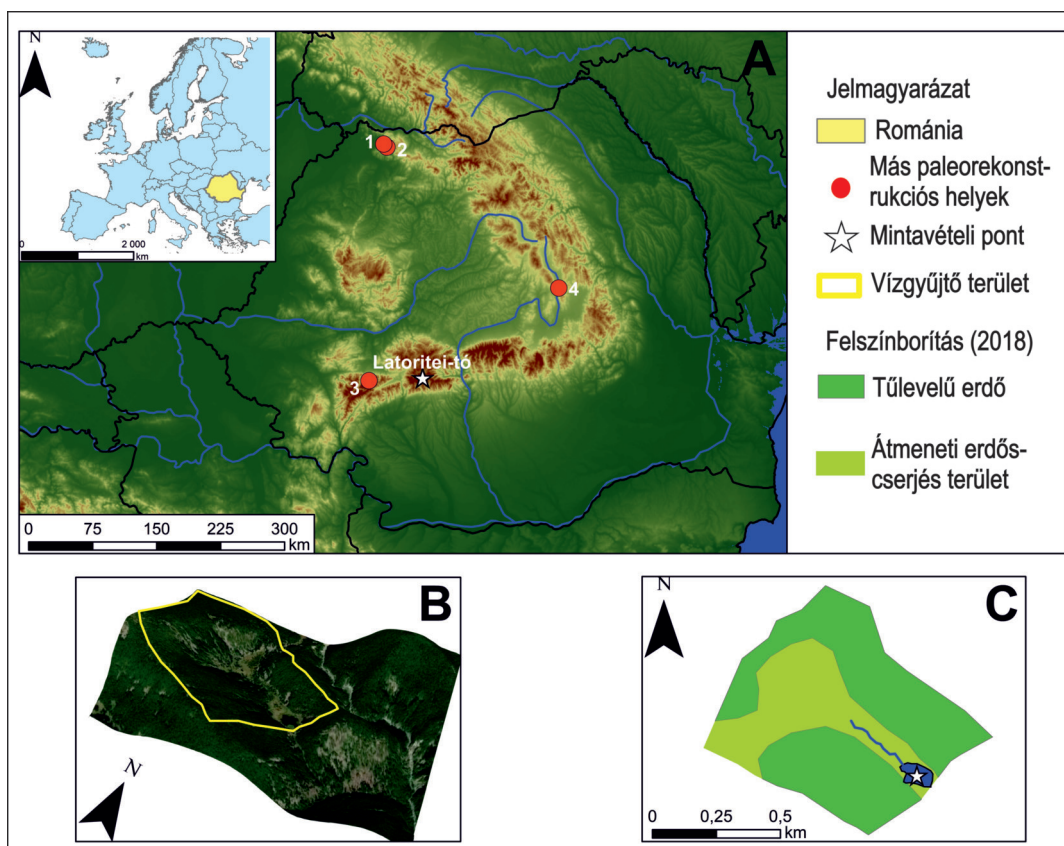
Mintavételi területünk a Latorica-hegységben elhelyezkedő Latorica-tó (Iezerul Latorița). Ebből a hegységből késő glaciális és holocén őskörnyezeti vizsgálatokat nem ismerünk, bár a hegységben bizonyíthatóan gleccserek alakultak ki az utolsó eljegesedés maximumán, melyek számos jégvájta mélyedést hagytak hátra maguk után (VESPREMEANU-STROE et al. 2008, URDEA & REUTHER 2009, SĂNDULACHE et al. 2016). Ezek többségében ma tőzegmohalápok helyezkednek el, egyetlen kivétellel, a ma is nyílt vízfelülettel rendelkező Latorica-tóval.

NU-STROE et al. 2008, URDEA & REUTHER 2009, SĂNDULACHE et al. 2016). Ezek többségében ma tőzegmohalápok helyezkednek el, egyetlen kivétellel, a ma is nyílt vízfelülettel rendelkező Latorica-tóval.

## A vizsgált terület és az alkalmazott módszerek bemutatása

### A vizsgált terület bemutatása

A mintaterület a Déli-Kárpátok Páreng-hegységcsoportjának (Mușilor-Masivul Parâng) részét képező Latorica-hegységben, a Lotru-folyó vízgyűjtőjén található (3. ábra). A hegységcsoport pleisztocén kori gleccserei nemcsak a 2000 m fölé magasodó részeket formálták át alpesi jelleggé, hanem 1300–1400 méterre történő leereszkedésük során tengerszemek medencéit is kivájták (URDEA & VUIA 2000, URDEA et al. 2011, GHEORGHU et al. 2015, PINCZES 2017). Az eljegesedés során cirkuszvölgyek és glaciális fülkék is kialakultak a hegységcsoportban (URDEA et al. 2011). Így jött létre a döntően kristályos és átalakult képződmények (gránit és ortogneisz) alkotta Latorica-hegység nyugati részén, egy glaciális völgy felső medencéjének katlanjában az 1530 m magasságban található, 0,8 ha kiterjedésű és 1,5 m vízmélységű Latorica-tó (Iezerul Latorița/Iezerașul Latori-



3. ábra. A Latorica-tó és a Latorica-hegység elhelyezkedése Európában és Romániában (A); a Latorica-tó vízgyűjtőjének digitális domborzati modellje műholdképpel (B); a Latorica-tó vízgyűjtőjének műholdképen (2018) alapuló tájhasználati kategóriái a hosszú furat elhelyezkedésével (C). Kép forrása: Esri, i-cubed, USDA, USGS, AEX, GeoEye, Getmapping, AeroGrid, IGN, IGP, UPR-EGP és a GIS felhasználói közösség, ESRI. Más paleorekonstrukciós helyek: 1: Steregoiu (790 m tszfm, Gutin-hegység), 2: Preluca Tiganului (730 m tszfm, Gutin-hegység), (1 és 2 feltöltött, egykori krátertavak) 3: Fenyőközi-tó (1740 m tszfm, Retezat-hegység), 4: Szent Anna-tó (946 m tszfm, Csomád)

**Figure 3.** The location of the study area within Europe and Romania (A) with a digital elevation model of the Lake Latorice catchment combined with satellite image (B); we also show a satellite image (2018) based land cover classification of the Lake Latorice catchment with the location of the long piston core (C); image source: Esri, i-cubed, USDA, USGS, AEX, GeoEye, Getmapping, AeroGrid, IGN, IGP, UPR-EGP, and the GIS User Community, ESRI. Other paleoreconstruction sites: 1: Steregoiu (790 m asl, Gutaiului Mountains), 2: Preluca Tiganului (730 m asl, Gutaiului Mountains), (1 and 2 infilled former crater lakes) 3: Lake Brazi (1740 m asl, Retezat Mountains), 4: Lake St. Anne (946 m asl, Ciomadul Volcano)

tei). A 2000 óta védett, 10 ha kiterjedésű természetvédelmi területen elhelyezkedő tavat egy két ágra szakadó aktív, tőzegmohás borításon áthaladó északi befolyó táplálja. A déli oldalán egy kifolyó ered.

A Páreng-hegységcsoport éghajlata mérsékelt övi kontinentális jellegű, nyugati és délnyugati uralkodó széliránnyal. A hegygerinc nyugat–keleti tájolása akadályt képez a déli, nedves mediterrán és az északi hidegebb légtömegek között. A hegységcsoport átlagos évi középhőmérséklete a 2000 m feletti alpesi területeken  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  alatt van. Az évi csapadékmennyiség az alacsonyabb területeken 800 és 1200 mm között, a magasabbakon ezt meghaladva alakul (URDEA & VUIA 2000, GHEORGHIU et al. 2015). Az 1500 m tengerszint feletti területeken a csapadék gyakran hó formájában jelentkezik (több mint 150, sőt 200 nap is lehet a hóval borított napok száma), azonban az alacsonyabb területeken a fön hatása érvényesül (GHEORGHIU et al. 2015). A tó tengerszint feletti magasságában az átlagos évi középhőmérséklet  $5,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ , a legmelegebb hónap a július (közhőmérséklete  $15,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), míg a leghidegebb a január (közhőmérséklete

$-4,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Az évi csapadékmennyiség 1065 mm körül alakul. A legcsapadékosabb hónapok a május, június és július, ilyenkor a havi csapadékösszeg meghaladhatja a 130 millimétert is, míg a legszárazabb hónap a február (41 mm) (Párang meteorológiai állomás adatai alapján 2015–2021-es átlagértékek). A sekély tó körül jelenleg nagy kiterjedésű lucfenyves (*Picea abies*) borítja a völgyoldalakat, a tó északi szegélyében, tőzegmohás területen kis egyedszámban jelen van a törpefenyő (*Pinus mugo*) is, környékén csarabball (*Calluna vulgaris*).

A tó északi részén, a befolyást övező lucos szegélyében megtalálható fajok: osztrák zergevirág (*Doronicum austriacum*), karcsú sisakvirág (*Aconitum variegatum* subsp. *gracile*), terebélyes harangvirág (*Campanula patula*), aggófűvek (*Senecio erucifolius*, *S. jacobaea*), hegyi komócsin (*Phleum montanum*), mocsári fűzike (*Epilobium palustre*), réti margitvirág (*Leucanthemum vulgare*), kétlaki macskagyökér (*Valeriana dioica*), palástfü (*Alchemilla* sp.) és egyvirágú kiskörtike (*Moneses uniflora*). Orchidea fajok közül az erdei ujjaskosbor (*Dactylorhiza fuchsii*) és a

szúnyoglábu bibircsvirág (*Gymnadenia conopsea*) jelenik meg.

Ezen a részen a lucos felnyílik, és fajgazdag lápréti növényzetnek ad helyet. A törpefenyő alatt a legmagasabb lágyszárú szintet a hüvelyes gyapjúsás (*Eriophorum vaginatum*) és a gyepes sédbúza (*Deschampsia caespitosa*) képviseli, foltonként a veres csenkesz (*Festuca rubra*). Alsóbb gyepszintben gyakori a lengefű (*Aira caryophylla*), a legalsó szintben mohafajokkal (*Sphagnum* sp., *Polytrichum* sp.). Ezenkívül a vörös áfonya (*Vaccinium vitis-idaea*), vörös acsalapu (*Petasites hybridus*), mocsári gólyaorr (*Geranium palustre*), rezes hölgyalm (*Hieracium aurantiacum*), fehér zászpa (*Veratrum album*), havasi szittyó (*Juncus alpinus*) és egyéb sásfajok (*Carex ovalis*, *C. nigra*) is előfordulnak.

A partot 1–5 m széles sásgyűrű (*Carex rostrata*) övezi, amelynek vegetatív hajtásai a víz felszínén elterülnek, tőzegeperrel (*Potentilla palustris*), szibériai hamuvirággal (*Ligularia sibirica*), mocsári galajjal (*Galium palustre*) és mocsári nefelejccsel (*Myosotis scorpioides*). A nyílt víz irányában mocsári gólyahír (*Caltha palustris*) jelenik meg, a befolyás helyén a tőzegmoha (*Sphagnum* sp.) lebegő szőnyeget képez, továbbá békaszőlők (*Potamogeton alpinus*, *P. crispus*, *P. lucens*, *P. gramineus*) borítják be a mederfelszín egy részét. A tó mentén hegyi turistaútvonal halad.

#### Üledékminta-vétel

A tó üledékének mintázására 2017-ben került sor. A fúrás úszó platformhoz erősített állványzatról MAGYARI Enikő és BRAUN Mihály végezte Livingstone-típusú, dugattyús magmintavevővel. A felszíni üledéket Uvitech felszíni üledék-mintavevővel mintázták. A fúrás 1440 cm mélységig hatolt. A tó vízmélysége a fúrásponton 1 méter volt. Jelen kutatás céljából az 1000–1200 cm közötti üledékszakaszt 1 cm vastagságú szeletekre vágtuk, majd az ezek közül kiválasztott részminták makrofosszília, pollen, szervesanyag-tartalom és radiokarbon vizsgálatára került sor.

#### Üledékrétegtan és radiokarbon kronológia

A Latorica-tó vizsgált üledékszakaszának rétegtani tulajdonságait (pl. az üledék színe, összetétele, a benne található szerves maradványok mennyisége) a TROELS-SMITH-féle (TROELS-SMITH 1955) üledékföldtani osztályozási rendszer felhasználásával írtuk le.

A vizsgált üledék több kiválasztott szakaszán AMS <sup>14</sup>C kormeghatározásra került sor a debreceni Atommagkutató Intézet Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központjában (MOLNÁR et al. 2013). A vízinövények vízben oldott és részben karbonáteredetű CO<sub>2</sub>-t akkumulálnak, ezért datálásuk a valóságnál idősebb korokat eredményezhet karbonátos alapközetben (OGDEN et al. 2001). A rezervoárhatalás elkerülése végett a kormeghatározáshoz szárazföldi eredetű növényi makrofossziliákat, annak hiányában zooplankton vagy zoobentosz maradványokat, ágascsapú rák (Cladocera) héj és tartós pete, árvaszúnyog (Chironomidae) fejtök, illetve teljes (bulk) üledékmintákat használtunk. Az AMS <sup>14</sup>C adatok kalibrációja a CALIB 8.1

(STUIVER & REIMER 1993, CALIB 8.1) alkalmazásával történt. A mért <sup>14</sup>C adatok alapján a kormodellezést az R program BACON programcsomagjának felhasználásával a Bayes-féle módszerrel végeztük (BLAAUW & CHRISTEN 2013). A program a radiokarbon korok kalibrációját is elvégzi az IntCal20 (REIMER et al. 2020) kalibrációs görbe segítségével.

#### Makrofosszília-elemzések

A növényi és állati eredetű makrofossziliák elemzése 1 cm vastag, 5 centiméterenként vett üledékmintákon történt. A feltárás során az 5–8 cm<sup>3</sup> térfogatú mintákat 10%-os NaOH oldatban melegítettük, majd 250 μm lyukátmérőjű szitán, desztillált vízzel szűrtük. A szitán fennmaradt maradványokat desztillált vízben tároltuk az elemzésig (JAKAB & SÜMEGI 2011). Ennek során Olympus SZ51 sztereomikroszkóp alatt az üledék specifikus és főbb, nem specifikus komponenseit különítettük el és határoztuk meg, illetve koncentrációjukat 10 cm<sup>3</sup>-re vonatkoztatva adtuk meg. Specifikus komponenseknek az akár fajszenzint meghatározható növényi maradványokat (tűlevéltöredékek, -csúcsok, -alapok; szótmás szövetmaradványok, rügypikkelyek, virágképletek, magvak stb.) tekintjük. Szükség esetén a tűlevelűek epidermisvizsgálatához Olympus CX 41 fénymikroszkópot is használtunk. A specifikus növényi makrofossziliák üledékben történő jelenléte az adott növények tó körüli vagy tó közeli (néhány 100 méteres) lokális jelenlétére utal (BIRKS et al. 2010). A növényi maradványokat a lehetséges legalacsonyabb taxonómiai szintig határozó könyvek (TOMLINSON 1985, SWEENEY 2004, MAUQUOY & VAN GEEL 2007, MAGYARI et al. 2012 Supplementary Material) segítségével azonosítottuk, a meghatározást KATZ et al. (1965), BIRKS (2007), VELICHKEVICH & ZASTAWNIAK (2008) atlaszai és határozókulcsai alapján végeztük. Nem specifikusak azok az üledékalkotók [pl. árvaszúnyogok (Chironomidae), ágascsapú rákok (Cladocera), kagylósrákok (Ostracoda), azonosítatlan szerves maradványok, levéltöredékek, mohatöredékek, tőzegmohák (*Sphagna*), makropernye stb.], amelyek pontos meghatározása bár nem lehetséges vagy nem történt meg, viszont relatív mennyiségük becsülésével fontos információkat kaphatunk a tavi ökoszisztémára vagy az esetleges, környékbeli tüzeseményekre vonatkozóan. A kapott eredményeket a TILIA 2.0.60 program (GRIMM 1992) segítségével készített makrofosszília-diagramokon jelenítettük meg.

#### Szervesanyag-tartalom meghatározása

A tó aktuális produktivitását tükröző szervesanyag-tartalom meghatározása az üledék minden centiméteréből vett 1 cm<sup>3</sup>-es részmintákon történt. Az izzítási veszteség módszer szerint 105 °C-on 24 órán át szárítottuk az üledéket, majd 550 °C-on 3 órás izzításra kerültek, hogy eltávozzon a minták víz- és szervesanyag-tartalma (HUBAY et al. 2018). A víztartalom és az izzítási veszteség (loss-on-ignition, LOI) értékeinek számítása HEIRI et al. (2001) módszere alapján történt. A szervesanyag-tartalom mélység szerinti változását a Psimpoll program (BENNET 2008) segítségével ábrázoltuk.

## Pollenanalízis

Jelen kutatás során a Latorica-tó vizsgált szakaszán (1000–1200 cm), előzetesen 10 cm-es felbontásban, 1 cm<sup>3</sup>-nyi üledék került feldolgozásra. A pollenfeltárás BENNETT & WILLIS (2001) munkája alapján történt, amely során vegyszeres kezelést (HCl, NaOH, HF és acetolízis) illetve 125, valamint 10 µm-es szűrést alkalmaztunk. A pollenek határozása fénymikroszkóppal történt 400× és 1000× nagyításon határozó atlaszok és határozó kulcsok felhasználásával (MOORE et al. 1994, REILLE 1992, BEUG 2004). A pollenhatározás eredménye százalékos formában került ábrázolásra. A szárazföldi pollenek főösszege magában foglalja a sásfélét (Cyperaceae) is, mivel a glaciális környezetben pollenjük származhat az alpi réteg tundra jellegű vegetációjából is. A pollenek mellett a 10 mikronnál nagyobb mikroporneryszemcséket is számoltuk az üledékben. Ezek mennyiségét akkumulációs rátában fejeztük ki. Ennek a mérőszámnak az emelkedése az erdőtüzeket jelzi a tó pollengyűjtő területén. A pollenkoncentráció meghatározásához *Lycopodium* spórákat adtunk az üledékhez, majd a pollenkoncentráció meghatározása STOCKMARR (1971) módszere alapján történt.

## Eredmények

## Radiokarbon kronológia és üledékretegtan

A Latorica-tó késő glaciális és holocén üledékszakaszán ezidáig 13 AMS <sup>14</sup>C mérést végeztünk. Ahogyan azt az I. táblázat mutatja, azonos mélységből származó növényi és állati eredetű mintákra eltérő radiokarbon korokat kaptunk. Ennek oka nagy valószínűséggel a visszahúzódó jég alól frissen feltárt felszín átörökített szerves törmelékének telítettsége, mely a felszíni erózióval bejut az újonnan kialakult tavi ökoszisztémákba. Ez a szerves törmelék az eljegesedés előtti időből származik, széntartalma <sup>14</sup>C izotópban szegény, ezért a szerves törmelékkel táplálkozó makrogerinctelenek ezt a szerves anyagot beépítve szervezetükbe a vártnál idősebb kort adnak, ami a rezervoárhatalás egyik formája. A jég alól frissen felszabadult felszíneken élő makrogerincteleneket vizsgálva ezt a rezervoárhatalást igazolták norvég kutatók (HÅGVAR & OHLSON 2013). A francia és svájci Alpok késő glaciális tavi üledékeiben pedig hasonló rezervoárhatalást mutattak ki karbonátmentes környezetben is (VAN MOURIK et al. 2013, FINSINGER et al. 2019). Az álta-

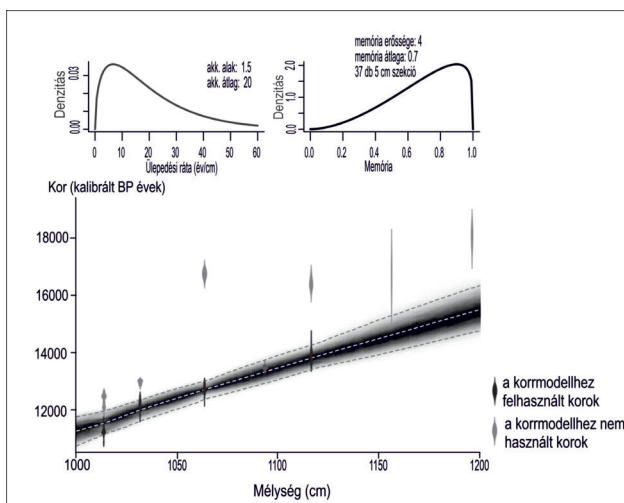
I. táblázat. AMS <sup>14</sup>C korok a Latorica-tóból; az összes minta radiokarbon korát az INTCAL20 kalibrációs görbe (REIMER et al. 2020) segítségével kalibráltuk az 1950 előtti évekre (kal. BP évek)

Table I. AMS <sup>14</sup>C dates from Lake Latorice; radiocarbon ages were calibrated into years before present (cal yr BP) using the INTCAL20 calibration curve (REIMER et al. 2020)

Labor kód	Mélység (cm)	Minta anyaga/mátrix	C-14 kor (yr BP)	±	2 szigma kiterjedés, kal BP évek	Kinyert C (mg C)	Megjegyzés
DeA-18889	1013–1014	>250 mikron válogatott szárazföldi növényi makro-fossziliák, bulk-egyben égetve ( <i>Picea</i> tűlevél alap +hegy, <i>Larix</i> tűlevél alap +fragment, fenyőmag töredék)	9843	98	11072–11650	0.17	mikro-grafit mérés (0.17 mg C)
DeA-18843	1013–1014	üledék, 2 lépcsős égetés, L (nem szenült) frakció	10497	49	12436–12680	1.40	nem szenült a minta, a C-nek a 80%-a az L-frakció
DeA-18844	1013–1014	üledék, 2 lépcsős égetés, H (szenült) frakció	10550	120	12043–12739	0.25	csak 20%-a C tömegnek
DeA-18736	1013–1014	1 cm <sup>3</sup> bulk üledék	10314	57	11926–12280	1.38	
DeA-18737	1031–1032	állati maradvány	11107	57	12890–13118	2.41	
DeA-18786	1031–1032	növényi maradvány	10350	110	11814–12508	0.23	kevés minta, "kicsigrafit"-ként mérve, ezért nagy a hiba
DeA-18729	1063–1064	állati maradvány	13840	85	16525–17044	1.23	
DeA-18890	1063–1064	növényi maradvány (fenyő rügy és periderma)	10830	150	12597–13095	0.11	mikro-grafit mérés (0.11 mg C)
DeA-18730	1093–1094	állati maradvány ( <i>Cladocera</i> maradványok)	11640	60	13352–13600	1.86	
DeA-18785	1116–1117	állati maradvány ( <i>Cladocera</i> carapax)	13590	140	16001–16905	0.30	kevés minta, "kicsigrafit"-ként mérve, ezért nagy a hiba
DeA-18891	1116–1117	növényi maradvány ( <i>Pinus</i> tűlevél fragment, <i>Typha</i> mag)	12010	180	13480–14467	0.11	mikro-grafit mérés (0.11 mg C)
DeA-18789	1156–1157	növényi maradvány ( <i>Larix</i> és <i>Picea</i> tűlevél fragmentek)	13820	660	14835–18316	0.02	GIS mérés (0.02 mg C)
DeA-18791	1196–1197	>125 mikron szerves anyag, főként <i>Chironomida</i> fejkapszula ( <i>Cladocera</i> , <i>Chironomida</i> és kis %-ban növényi maradvány)	14860	360	17271–18846	0.05	GIS mérés (0.05 mg C)
1. BACON kormodellezésnél felhasznált korok							

lunk vizsgált állati minták is rendre idősebbnek bizonyultak, mint a növényi eredetűek. Mindezen megfontolások alapján a végső kormodell megalkotásához 4 növényi eredetű koradatot használtunk fel a Bayes-féle kormodell futtatása során. A kormodellből a vizsgált üledékszakaszon (1000–1200 cm) korterjedelmén (11 300–15 500 kal. BP év) kívül információt kaptunk az üledék felhalmozódási sebességére (deposition time: év/cm) vonatkozóan is. Ezen ráta értéke, tehát 1 cm üledék felhalmozódásának ideje, amely 18,6 és 26,3 év között ingadozott a vizsgált üledékszakaszon (4. ábra). A késő glaciális időszakot a jelenlegi kormodell alapján közel egyenletes és gyors üledékképződés jellemezte, az üledékképződés sebessége a holocén kezdetén, kb. 11 900 és 11 600 kalibrált BP évek közt lassult csupán kisebb mértéken (~26 év/cm), ami nagy valószínűséggel a tavat övező lejtők növekvő növényzeti borításával függött össze.

A vizsgált üledékszakaszon részletes rétegtani leírása (Digitális melléklet: II. táblázat; 8. ábra) alapján megállapítható, hogy a Latorica-tó 1000–1200 cm (11 300–15 500 kal. BP év) közötti szakaszán 14 litosztatigráfiai egység különíthető el. Az üledékszakaszon felső része a változó szervesanyag-tartalmat tükröző, döntően sötét-középbarna színű, iszapos tavi üledék (gyttja), melyet 1100 cm-től (13 490 kal. BP év) egy kb. 28 cm vastagságú agyagos gyttja réteg követ. Ez alatt csökkenő szervesanyag-tartalmat mutató, világosodó barna, szürkébe átmenő színű, iszapos, tavi üledékreteg következik, amelyet 1175 és 1200 cm (15 010–15 500 kal. BP év) között világos színű, homokos agyagos kőzetliszt zár le.



**4. ábra.** A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén üledékszakaszonának kor-mélység modellje. A modell 4 mintából származó  $^{14}\text{C}$  koradat alapján készült a CALIB Rev. 8.1 és az IntCal20 felhasználásával; a kor-mélység modellt a Bayes-módszerrel (BLAAUW & CHRISTEN 2013), a Bacon programcsomaggal alkottuk meg; a koradatokat az I. táblázat tartalmazza. (fekete szimbólumok: a kormodellhez felhasznált koradatok; szürke szimbólumok: a kormodellhez nem használt koradatok)

**Figure 4.** Age-depth model of the Late Glacial and Early Holocene sedimentary section of Lake Latorice; the model is based on four  $^{14}\text{C}$  dates from the sediment sequence calibrated using CALIB Rev. 8.1 and the IntCal20 dataset; the age-depth model was constructed using the Bayesian method (BLAAUW & CHRISTEN 2013) with the Bacon package. Ages are shown in Table 1.

### A makrofosszília- és a szervesanyag-tartalom-vizsgálat eredményei

#### A) 1200–1163 cm közötti (L1) üledékszakaszon (15 510–14 765 kal. BP év)

A kapott eredményeket mélység és kor mentén a makrofosszília- és szervesanyag-diagrammokon ábrázoltuk. A mennyiségi változások alapján 5 zónát különítettünk el, a zónák meghatározása a makrofosszília-összetételben megfigyelhető mennyiségi változások alapján történt, nem statisztikai úton (5. és 6. ábra). Az üledék nem specifikus összetevőit értékelve az 1163–1200 cm (14 765–15 510 kal. BP évek) mélységközött lefedő első zóna (L1) még a grönlandi  $\delta^{18}\text{O}$  izotóp kronológia szerinti GS-2 lehülési szakaszban halmozódott fel (RASMUSSEN et al. 2014), melyet a hazai késő glaciális korbeosztás legidősebb driász (Driász III) néven illet (CSÁSZÁR 2002). A Latorica-tó L1 zónájának üledékéből fásszárú növényi makrofosszília nem került elő, amiből arra következtethetünk, hogy a gleccserek visszahúzódása nyomán a tó vízgyűjtőjén és partján nem volt, vagy csak ritka növényborítás lehetett. Ugyanakkor a szervesanyag-tartalom emelkedése (5–15%) mellett az ágascsapú rákok (Cladocera) és árszúnyogok (Chironomidae) magas koncentrációban voltak jelen a tóban. A fauna-összetétel mellett szintén a tápanyagszegény vizes élőhely meglétét valószínűsíti, hogy mohamaradványok (levelek és hajtások) előkerültek ebből a zónából, bár mennyiségük a zóna végén lecsökkent (5. és 6. ábra).

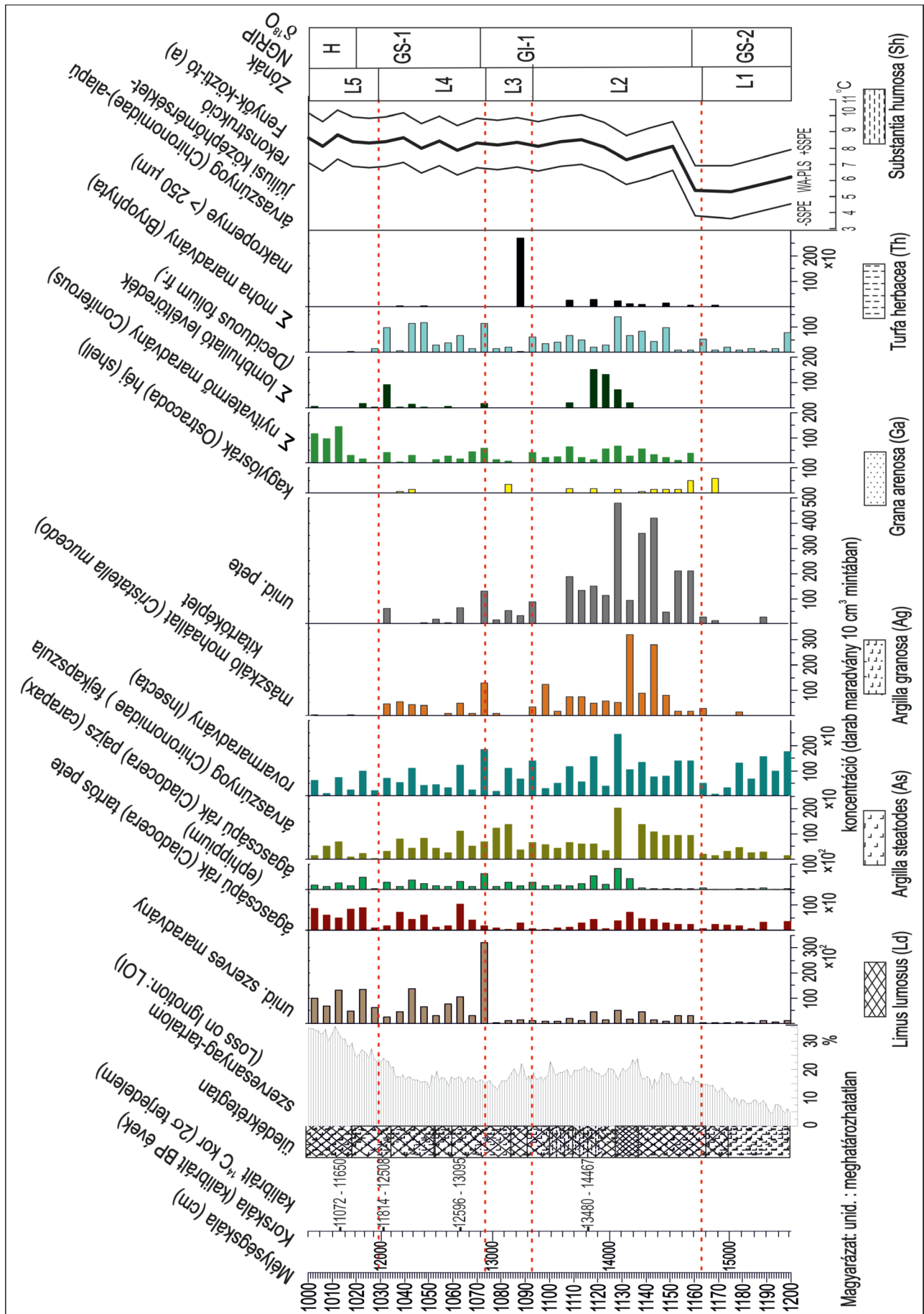
#### B) 1163–1093 cm közötti (L2) üledékszakaszon (14 765–13 340 kal. BP év)

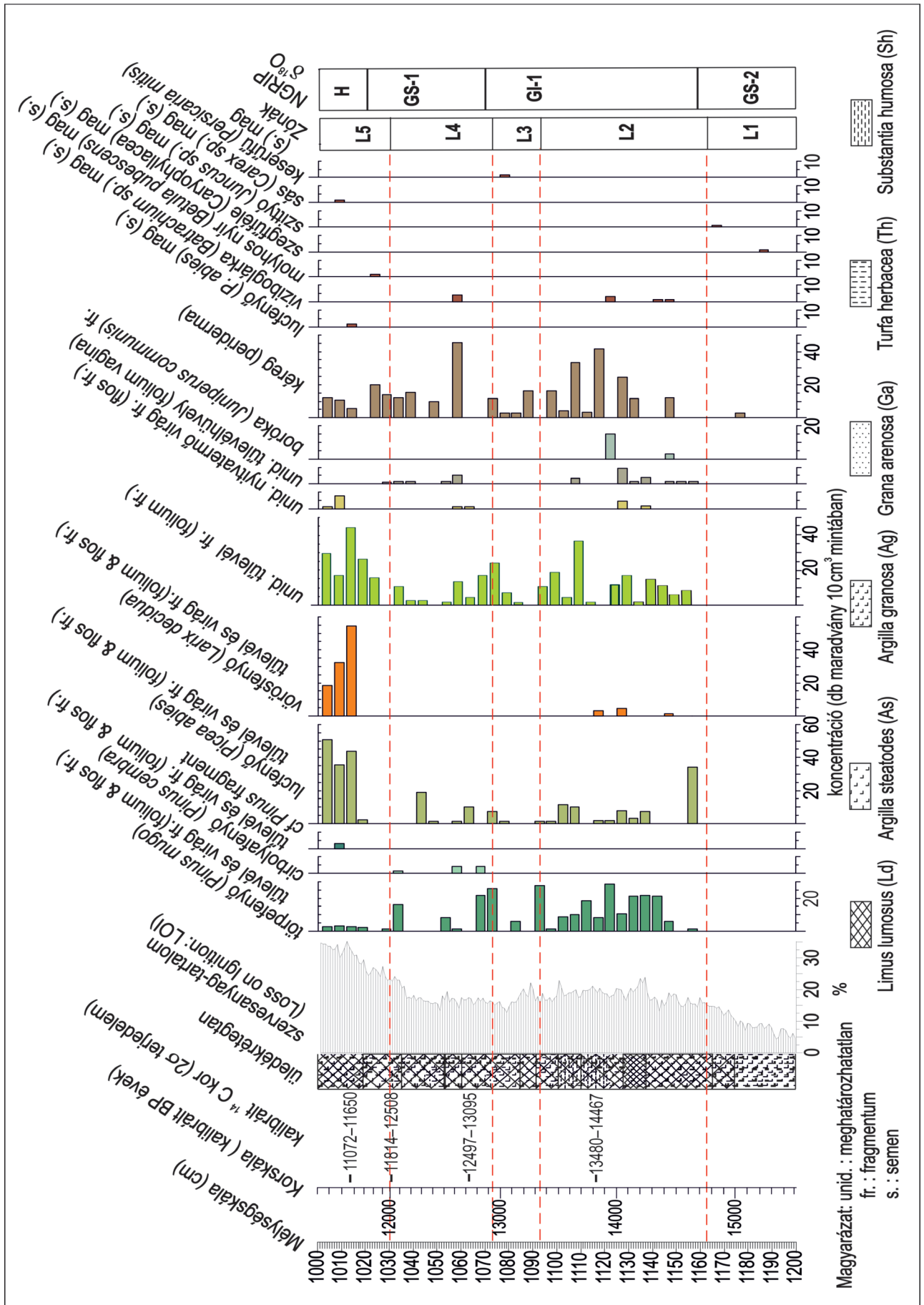
A következő szakasz (L2 zóna, 1163–1093 cm, 14 765–13 340 kal. BP év) alsó határa jó egyezést mutat a GI-1e (Bølling-Allerød) fázis kezdetével (14 692 ± 4 év, RASMUSSEN et al. 2014; 5. és 6. ábra). Ebben a zónában az emelkedő szervesanyag-tartalom (LOI) mellett valamennyi makrofosszília típus magas koncentrációban jelenik meg. A mászkáló mohaállat (*Cristatella mucedo*) kitartóképleteinek (sztatoblasztok) mennyisége növekszik. A zónában a nyitvatermő- és a lombhullató fajok előretörése is megfigyelhető. Az első nyitvatermő makrofossziliák (tűlevéltörödékek és rügypikkelyek) üledékben történő megjelenése 14 665 kal. BP év (1158 cm) körülre tehető. A viszonylag nagy magasságba feljutó lucfenyő (*Picea abies*) tűlevéltörödékei mellett a cserje méretű törpefenyő (*Pinus mugo*) maradványai

→ **5. ábra.** A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén üledékének makrofosszília-koncentráció diagramja rétegtani oszloppal, szervesanyag-tartalommal (LOI) és a (a) Fenyők-közi-tó árszúnyoglárva-alapú júliusi középhőmérséklet rekonstrukciójával (transzfer függvény: WA-PLS) (TÓTH et al. 2012 nyomán) kiegészítve; SSPE: a rekonstrukció mintánkénti standard hibája; minden makrofosszília-mintát 10 cm<sup>3</sup> üledékre standardizáltunk; L1–L5: helyi makrofosszília-zónák. (Az NGRIP fázisok hagyományos nevezékτανáért lásd I. ábra)

→ **Figure 5.** Macrofossil concentration diagram of the Late Glacial and Early Holocene sediments of Lake Latorice, with lithostratigraphic column, organic matter content and chironomid-based July mean temperature reconstruction (transfer function: WA-PLS) of (a) Lake Brazi (after TÓTH et al. 2012); SSPE is the standard error of the reconstruction; all macrofossil samples are standardized to 10 cm<sup>3</sup> sediment; L1–L5: local macrofossil assemblage zones. (For the traditional nomenclature of NGRIP phases, see Figure 1)







nyai jelzik, hogy ezek a fajok a tó partján a kialakuló fahatár ökoton zónában jelen voltak. Nagyobb koncentrációban lévő makrofossziliák alapján az uralkodó szerepet itt a törpefenyő játszhatta. A GI-1 alatt bekövetkező felmelegedési és lehülési periódusokat jól mutatja a nyitvatermő és lombhullató maradványok koncentrációjának üledékbeni emelkedése, illetve csökkenése. Az említett fajok mellett a vörösfenyő (*Larix decidua*) Bølling interstadiálisban szálankénti előfordulását az Allerød-ben eltűnése követi. Az üledékben mért növekvő szervesanyag-tartalom értékei (15–25%) összhangban állnak a késő glaciális felmelegedés következtében a tó körül és vízgyűjtőjén történő erdőborítás növekedésével. Ennek eredményeképpen a fakéregmaradványok, valamint a fajszinten nem meghatározható, lombhullató levéltörzések változatos, lombhullató fajok és törpefenyő, lucfenyő, valamint vörösfenyő (*Pinus*, *Picea*, valamint *Larix*) keveredésével jellemezhető, boreális nyílt erdők elterjedését bizonyítják a tó környezetében. A tőzefelszíneken és az erdők alján élő mohák maradványainak aránya a korábbi zónához képest emelkedett. Az erdőtüzek időnkénti előfordulását mutatja az üledékben megjelenő makropernye (5. és 6. ábra).

C) 1093 cm és 1073 cm közötti (L3)  
üledékszakasz (13 340–12 930 kal. BP év)

Az 1093–1073 cm (13 340–12 930 kal. BP év) között kijelölhető 3. zóna kezdeti szakaszából a fás makrofossziliák (lombhullató- és nyitvatermő-maradványok) és a mohaállat kitartóképletek teljesen hiányoznak, az ágascsapú rákok koncentrációja is lecsökken, a zóna végén pedig a szervesanyag-tartalom értékei is visszaesnek. Ha ezt összevetjük a makropernye-koncentráció zónán belüli alakulásával, egyértelmű kapcsolatot látunk. Az egész vizsgált 200 cm hosszúságú üledékszakaszt tekintve ezen zóna elején kiugróan magas makropernyekonzentráció-értéket kaptunk (2500 pernye/cm<sup>3</sup>) (5. ábra).

D) 1073 cm és 1030 cm közötti (L4)  
üledékszakasz (12 930–11 995 kal. BP év)

A GS-1 lehülési szakaszt (~fiatal driász; CSÁSZÁR 2002) magába foglaló L4 zónában (1073–1030 cm, 12 930–11 995 kal. BP év) az állati makrofossziliák aránya növekszik (5. ábra) és megjelennek újra a mohaállatok maradványai, továbbá felszaporodnak az üledékben a mohamaradványok, valamint a lombhullatók háttérbe szorulnak, de a nyitvatermő fák jelen vannak (5. és 6. ábra). Érdekes jelenség, hogy ebben a zónában jelenik meg először a havasi cirbolyafenyő (*Pinus cembra*) tülevele az üledékben, ami a fiatal driász során történő kolonizációjára utal 1530 méteres magasságban. A törpefenyő (*Pinus mugo*) és lucfenyő (*Picea abies*) kon-

← 6. ábra. A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén üledékének specifikus növényi makrofosszilia-koncentráció diagramja rétegtani oszloppal és a szervesanyag tartalommal (LOI) kiegészítve; minden makrofosszilia-mintát 10 cm<sup>3</sup> üledékre standardizáltunk; L1–L5: helyi makrofosszilia-zónák.

← Figure 6. Specific plant macrofossil concentration diagram of the Late Glacial and Early Holocene sediments of Lake Latoričei, with lithostratigraphic column and organic matter content (LOI); all macrofossil samples are standardized to 10 cm<sup>3</sup> sediments; L1–L5: local macrofossil assemblage zones.

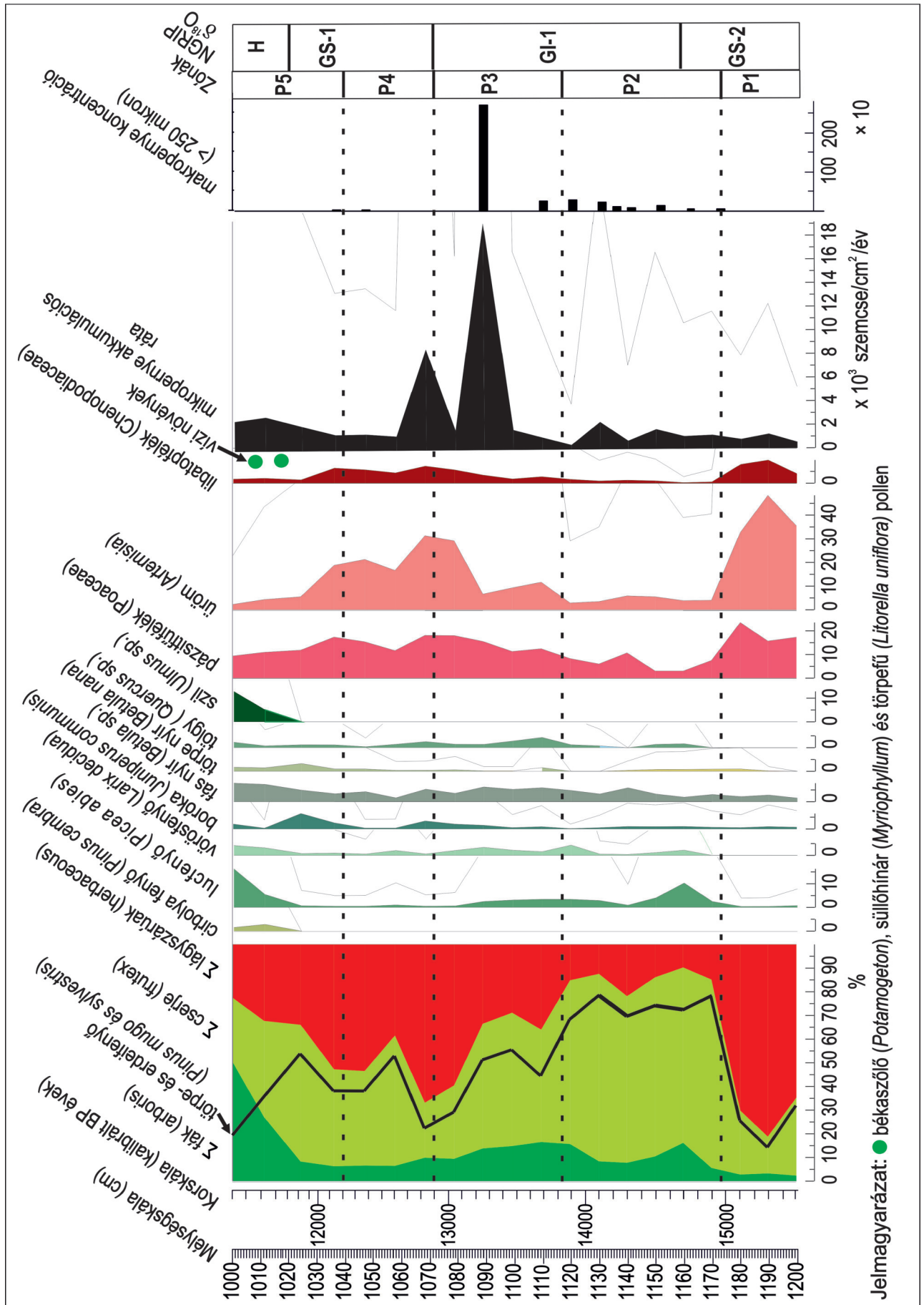
centrációja a zóna elején jelentős, majd csökken. Mindez arra utal, hogy a tó körül a fiatal driász lehülés idején is éltek fák, borításértékük viszont csökkent az időszak második felében.

E) 1030 cm és 1000 cm közötti (L5)  
üledékszakasz (11 995–11 300 kal. BP év)

1030 cm mélységtől a felszín felé haladva az 5. zónában markánsan emelkedik a szervesanyag-tartalom és a tülevelű fajok maradványainak a koncentrációja (5. és 6. ábra), ami már a kora holocén kedvezőbbé váló klímáját tükrözi. A kora holocénben bekövetkező legfontosabb változás a tó partján a vörösfenyő (*Larix decidua*) gyors terjedése. Bár tülevelei gyakran túlreprezentáltak az üledékgyűjtőkben, mivel ez a fenyőfaj lombhullató, a makrofosszilia vizsgálati eredmények alapján arra következtethetünk, hogy a kora holocénben lucfenyő (*Picea abies*) és vörösfenyő (*Larix decidua*) alkotta elegyes erdő borította a tó környékét, a havasi törpefenyő (*Pinus mugo*) pedig feltehetően a tó körüli, víz közeli sziklás felszíneken maradt fenn.

A pollenanalízis eredményei

A regionális növényzetet tükröző pollenadatok alapján a Latorica-tó jelen vizsgált üledékszakaszán 5 pollenzónát különíthetünk el (7. ábra). Az első pollenzóna (P1: 1200–1174 cm) eredményeit tekintve a tó vízgyűjtő területét 15 500 és 15 000 kal. BP évek között sztyepp-tundra vegetáció uralta, amit az üröm (*Artemisia*), a libatopfélék (Chenopodiaceae) és a pázsitfűfélék (Poaceae) pollenjeinek megnövekedett aránya jelez. A második (P2) zónában (1174–1116 cm; 15 000–13 800 kal. BP évek között) a sztyepei lágyszárúak pollenmennyisége hirtelen csökken, és a fenyőfélék, a *Pinus* Diploxylon-típus – ebben a térségben ide tartozik a törpefenyő (*P. mugo*) és az erdei fenyő (*P. sylvestris*) –, illetve a lombhullató fás nyír (*Betula alba*-típus) pollenjeinek hirtelen emelkedése az erdőborítás növekedését mutatja. A vörösfenyő (*Larix decidua*) is megjelent a tó környezetében. A harmadik pollenzónában (P3: 1116–1071 cm; 13 800 és 12 900 kal. BP évek között) a mikropernye mennyisége többször növekszik, ami arra utal, hogy nagy intenzitású regionális erdőégés következhetett be a Latorica-tó környékén annak vízgyűjtőjére is kiterjedve. A negyedik zónában (P4: 1071–1039 cm; 12 900–12 200 kal. BP évek között) a fák és cserjék pollenszázalékai csökkennek, és újra növekszik az üröm (*Artemisia*), a fűfélék (Poaceae) és libatopfélék (Chenopodiaceae) relatív gyakorisága, ami az erdők visszaszorulását és erőteljes sztyeppesedést tükröz a tó pollengyűjtő területén, ami magában foglalja a hegylábperemi zónát is. Ez a pollenzóna egybeesik a GS-1 (fiatal driász) lehülési szakasszal. A pollendiagram legfiatalabb, ötödik zónáját (P5: 1039–1000 cm; 12 200–11 300 kal. BP évek között) a kevert tülevelű erdők főbb fajainak terjedése jellemzi. A pollenösszetétel alapján ezek fő alkotói a lucfenyő (*P. abies*), a vörösfenyő (*L. decidua*), továbbá a boróka (*Juniperus communis*) lehetnek, és megjelenik a havasi cirbolyafenyő (*P. cembra*). Ugyanakkor a törpefenyő (*P. mugo*) aránya



jelentősen csökkent, amiből a törpefenyvesek helyén a luco-sok és a vörösfenyő terjedésére következtethetünk. A lombhullató fajok közül a szil (*Ulmus* sp.), a tölgy (*Quercus* sp.) és a továbbra is jelen lévő fás nyír (*Betula alba*-típus) a kora holocénben kedvezőbbé váló klímát tükröző, sokkal diverzebb erdő jelenlétét mutatja alacsonyabb tengerszint feletti magasságokban.

### Diszkusszió

A Latorica-tó 1000 és 1200 cm közötti (15 500–11 300 kal. BP évek közötti) üledékszakaszának vizsgálati eredményei alapján a tó körüli és a vízgyűjtő területen bekövetkezett vegetációs változásokat rekonstruálhatjuk. Ezeket összevetve más kárpáti tavak, úgymint a Steregoiu (790 m tszfm, Gutin-hegység) és Preluca Tiganului (730 m tszfm, Gutin-hegység) lápok, valamint a Szent-Anna (950 m tszfm) és Fenyők-közi-tavak (Tăul dintre Brazi, 1740 m tszfm, Retyezát-hegység) (3. ábra) paleoökológiai kutatási eredményeivel, a Kárpátokban bekövetkezett fahatár- és erdőhatár-változásokra vonatkozó következtetéseket is megfogalmazhatunk. A Páreng-hegységcsoporthoz és a Retyezát-hegységhez tartozó magassága, valamint viszonylagos csapadékbősége miatt az utolsó glaciális idején többször is eljegesedett (URDEA 2004, REUTHER et al. 2007, URDEA & REUTHER 2009, URDEA et al. 2011, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021), míg a jóval északra elhelyezkedő Gutin-hegység (BALTEANU et al. 1998) és Csomád-hegységcsoporthoz tartozó alacsonyabb magassága miatt nem volt eljegesedve, utóbbiak területét periglaciális környezeti viszonyok uralták (BJÖRKMANN et al. 2003).

A legújabb gleccsermorfológiai tanulmányok a Déli-Kárpátok gleccsereinek utolsó visszahúzódásával kapcsolatosan arról számolnak be, hogy a Retyezát-hegységben a glaciális felszínformák kozmogén  $^{10}\text{Be}$  izotópos kiterjedési kormeghatározása (CRE) alapján a gleccserek legnagyobb kiterjedése 20,6+0,8/-1,3 ezer évre datálható a hegység déli és 20,8+0,8/-1,3 ezer évre az északi völgyeiben. Ezt követően öt fázisban (18,4+0,7/ 1.1 ka, 16,9 ± 0.9 ka, 15,8+0,9/ 0.6 ka, 15,6+0,8/ 0.8 ka és 14,4 ± 0.5 ka) a gleccserek gyors olvadása következett be. A végső gleccser-visszahúzódás pedig ~14 ezer évre tehető, és a területen eddig nem találtak arra vonatkozó bizonyítékot, hogy a továbbiakban a jég előrenyomulása bekövetkezett volna (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021).

A késő glaciális és kora holocén időszakokban történt klímafluktuációk más hegységekhez hasonlóan a Déli-Kárpátok vonulataiban is a fa- és erdőhatár magassági elhelyezkedésének változását eredményezték. Jelenleg a Páreng-hegységcsoporthoz tartozó fahatár 1700–1800 m között (TODEA et al. 2020), a Retyezát-hegységben 1900–2000 méter

körül húzódik, ez azonban a késő glaciális során a mainál jóval alacsonyabb tengerszint feletti magasságban lehetett (VINCZE 2019).

### 15 510–14 765 kal. BP évek közötti növényzeti változások

A regionális növényzetet tükröző pollenadatok alapján a Latorica-tó vízgyűjtőjét a grönlandi  $\delta^{18}\text{O}$  izotóp kronológia szerinti GS-2 fázis (szárazföldi szelvényekben idősebb driász) végén (15 510 és 15 000 kal. BP évek között) ürömfélék (*Artemisia*), libatopfélék (Chenopodiaceae), fűfélék (Poaceae) és egyéb lágyszárúak (pl. *Soldanella*, Charyophyllaceae, *Filipendula*, *Thalictrum*, *Papaver*, *Sanguisorba*) uralta sztyepp-tundra vegetáció boríthatta. A növényi makrofossziliák hiányából arra következtethetünk, hogy a jég visszahúzódását követően a tó körül ritka növényzet lehetett. A törpefenyő (*P. mugo*) a korai szukcessziós fázisban általában az első megjelenő túllevelű a csupasz vagy vékony talajborítású kőzetfelszíneken, erős pollentermelő tulajdonsága és pollenjének nagy távolságra történő szállítódása miatt, pollenjei alapján regionálisan bizonyítható jelenléte a régióban (AMMANN et al. 2014). A Latorica-tavat övező és a visszahúzódó jégtakaró alól felszabaduló lejtőkön nagy valószínűséggel szórványosan fordulhatott elő, bár makrofossziliája ekkor még nem mutatható ki az üledékből.

Más kárpáti tavak, mint a közepes magasságú, montán növényzeti övben fekvő Steregoiu-láp (790 tszfm, Gutin-hegység) és a szubalpin öv határán lévő Fenyők-közi-tó (1740 m tszfm, Retyezát-hegység) makrofosszília és üledék-pollenadataival összevetve, azok eltérő magasságai ellenére a Páreng-hegységcsoporthoz hasonló ös-környezeti viszonyokat feltételeznek erre az időszakra (FEURDEAN & BENNIKE 2004, FEURDEAN et al. 2007, MAGYARI et al. 2012). Az idősebb driász második felében mindhárom esetben a fahatárok a tavak magassági szintjei alatt húzódtak. A Keleti-Kárpátokban 946 m tengerszint feletti magasságban elhelyezkedő Szent Anna krátertő (Lacul Sfânta Ana, Csomád-hegység) üledékét vizsgálva, a boreális erdőborítottság bizonyíthatóan már 16 300 évtől kezdődően növekedett a tó körül (MAGYARI et al. 2014a, 2014b). A tavi üledék makrofosszília vizsgálatai alapján valószínűsíthető, hogy a kráter lejtőin először az erdei fenyő (*Pinus sylvestris*) telepedhetett meg 16 200 kal. BP éve, melyet a lucfenyő (*Picea abies*) követett 15 900 kal. BP éve. A túllevelű fák mellett a molyhos nyír (*Betula pubescens*) és a törpe nyír (*Betula nana*) is jelen volt a tavat övező vegetációban (MAGYARI et al. 2022a, 2022b).

A Latorica-tó üledékéből kimutatható vízi makrogerinctelen makrofossziliák alapján megállapítható, hogy bár nagyon hideg, de nyáron már biztosan rövidebb-hosszabb jégmentes időszakokkal jellemezhető, tavi állapot létezett, ami lehetővé tette többek között a zooplankton domináns csoportjának tekinthető Cladocera kolonizációját.

← 7. ábra. A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén időszakát lefedő üledékszakasz százalékos pollendiagramja mikropernye-akkumulációs rátával; P1–P5: lokális pollenegyüttes-zónák.

← Figure 7. Relative frequency pollen diagram of Lake Latoriței covering the Late Glacial and Early Holocene with microcharcoal accumulation rates; P1–P5: local pollen assemblage zones.

*A késő glaciális felmelegedés (14 765–12 930 kal. BP évek között): az erdők expanziója, diverzifikációja és az erdőtüzek megjelenése*

A Latorica-tó körüli erdőborítás regionális növekedésére üledékének pollenspektrum-változása, azaz a lágyszárú pollentípusok (főként Poaceae és Chenopodiaceae, kisebb mértékben *Artemisia*) csökkenése és a *Pinus Diploxylon* (valószínűleg *P. mugo*) pollenszázalékainak hirtelen emelkedése alapján 15 500 kal. BP évtől következtethetünk. Ugyanakkor a tó körüli lokális vegetációra utaló első nyitvatermők [törpefenyő és lucfenyő (*P. abies*)] megjelenése ~14 660 kal. BP-re tehető, ami jól közelíti a grönlandi jégmagokban a késő glaciális felmelegedés GI-1 (a szárazföldi üledék szelvények esetében a Bølling-Allerød (BA) interstadiális) kezdetét. A Fenyők-közt-tó üledékén végzett árvaszúnyoglárva-alapú hőmérsékleti rekonstrukció (TÓTH et al. 2012) is a júliusi középhőmérséklet emelkedését mutatja a térségben (5. ábra). A tó körüli lejtőket borító növényzet kezdetben még ritkás volt; a fejlődő nyílt erdőket az alacsonyabb hőmérséklethez és a hosszabb idejű hóborításhoz jól alkalmazkodó törpefenyők (*P. mugo*) uralták. Figyelemre méltó, hogy ezzel egy időben kimutathatók a lucfenyő (*P. abies*) tülevélmарadványai is az üledékben. A Latorica-tó 14 660 kal. BP év körül feltehetőleg a fahatárhoz közel, a fahatár ökoton zóna felső részén helyezkedett el. A havasi törpefenyő (*P. mugo*) és a lucfenyő (*P. abies*) tüleveleinek együttes előfordulása a GS-2/GI-1d (idősebb driász/Bølling) átmenet kedvezőbbé váló klimatikus viszonyainak hatására a fahatár fokozatos magasabbra húzódását és az erdők expanzióját jelzi. A továbbiakban ennek eredményeként, bár a vörösfenyő (*L. decidua*), illetve a boróka (*J. communis*) pollenjei már 14 800 kal. BP év óta kimutathatók, makrofossziliájuk alapján a törpefenyőcserje (*P. mugo*) uralta nyílt erdőkben alárendelten társuláskötővé csak 14 400 kal. BP év óta váltak a tó körül.

A lucfenyő (*P. abies*) folyamatos jelenléte a korai megjelenése ellenére a késő glaciálisban csak 14 200 évtől mutatható ki. Az erdők diverzifikációjához a lombhullatók 14 100 évtől való megjelenése is hozzájárult. Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a fahatár 14 400 kal. BP éve már a tó magassága (1540 m) fölött húzódhatott és az erdőhatár is emelkedett.

Más kárpáti régiót tekintve az északkeleti Gutin-hegység lágypajjai körül pollenalapon az első megtelepedő fászfárúak szintén a *Pinus* nemzetségből kerültek ki (valószínű *P. sylvestris* és/vagy *P. mugo*), és mellettük jelentős volt a nyír (*Betula* sect. *Albae*) (FEURDEAN & BENNIKE 2004, FEURDEAN 2005, FEURDEAN et al. 2007). Ezek 14 700 kal. BP évtől mutathatók ki, bár az előkerülő makrofossziliák egy törpefenyő (*Pinus mugo*), erdeifenyő (*P. sylvestris*), nyír (*Betula* spp.) és fűz (*Salix*) (FEURDEAN et al. 2012b) alkotta, diverzebb lokális erdő létezését bizonyítják 14 500 kal. BP éve, amit alacsonyabb tengerszint feletti magasságukkal magyarázhatunk. A retyezáti Fenyők-közt-tó 15 760–14 220 kal. BP évek által lefedett üledékszszakaszából szórványosan előkerült *Pinus Diploxylon* (véltetően törpefenyő) és vörösfenyő

(*Larix*) sztómák arra utalnak, hogy ezek a nyitvatermők a fás nyír (*Betula*) és a törpenyír (*B. nana*) fajokkal együtt már korábban jelen lehettek a tó körül. A 14 220 kal. BP évtől megtalálható törpefenyő (*P. mugo*) tülevél és rügypikkely, illetve vörösfenyő (*Larix decidua*) tülevélmарadványok a nyitvatermők korai előfordulását támasztják alá. Ezen időszaktól (14 220 kal. BP) a növényi maradványok alapján a lucfenyő (*Picea abies*) tó körüli megtelepedése is kimutatható (MAGYARI et al. 2012, VINCZE 2019), akárcsak a Steregoiu körül (13 200 kal. BP évtől) (FEURDEAN & BENNIKE 2004).

A késő glaciális felmelegedésre adott növényzeti válaszreakciót tekintve kisebb eltéréssel [erdei fenyő (*P. sylvestris*) és nyár (*Populus* sp.) csak 1000 méter alatt] ugyanazok a fajok terjednek a Gutin-hegységben 800 méteren, mint a Páreng-hegységcsoportban 1500 méteren, illetve a Retyezátban 1740 méteren. Pionírként a tápanyagszegény talajokon mindenütt elsőként a nagy mennyiségű pollen- és termésprodukciónak köszönhetően a törpefenyő (*P. mugo*) és a nyírfa (*Betula* sp.) (ez utóbbi a Latorica-tó esetében nem bizonyítható) gyors terjedése, majd a lucfenyő (*P. abies*), a vörösfenyő (*L. decidua*), végül a lombhullatók expanziója figyelhető meg. A lucfenyő (*P. abies*) későbbi megjelenését a felmelegedésre adott gyengébb és lassúbb válaszreakciójával magyarázzák, amit korlátozottabb refúgiális elterjedésének (pl. alacsony sűrűségű populációk) köszönhetően (FEURDEAN et al. 2007). A Déli-Kárpátokban kapott eredmények ugyanakkor ennek ellentmondanak (MAGYARI et al. 2011, LENDVAY et al. 2018). A Páreng-hegységcsoportban detektált nagyon korai megjelenése 1500 méteren, a Retyezát-hegységben feltárt gázcserenyílás-zárósejtek maradványaival együtt, arra utalnak, hogy ebben a régióban a fajok kiterjed glaciális refúgiumai voltak, és ökológiai optimumának kedvezett a GI-1 időszak meleg nyarú klímája a Déli-Kárpátokban (MAGYARI et al. 2011, 2012; LENDVAY et al. 2018).

Az Északkeleti-Kárpátok területén pollenszelvények alapján történt becslések a Bølling-Allerød interstadiálisban a fahatárt 1500 m alatti magasságba helyezik (FEURDEAN et al. 2007, 2013). Ez a Déli-Kárpátokban bizonyára magasabban húzódott, hiszen a Latorica-tó 1540 m-es magasságát 14 400 kal. BP éve, a Fenyők-közt-tó 1740 m-es magasságát 14 000 éve érte el a hasonló fajösszetételű (*P. mugo*, *L. decidua*, *Picea abies*) fahatár (Magyari et al. 2012, Orbán et al. 2018, Vincze 2019).

A mikro- és makropernye mennyiségének növekedése a Bølling, majd az Allerød során az egyre gyakoribbá váló regionális és intenzív lokális erdőtüzeket jelzi, amelyek a melegedő klíma hatására, a hozzáférhető víz mennyiségének csökkenése (CONSTANTIN et al. 2007; FEURDEAN et al. 2008, 2012b), a kontinentalitást fokozó magas nyári besugárzás, továbbá a nagyobb tömegű, elérhető, éghető biomassza miatt következhetek be. A Latorica-tó körül, annak vízgyűjtőjére is kiterjedő tűz jelentősen érinthette a luc- (*P. abies*) és törpefenyő (*P. mugo*) alkotta állományt. Az erdőtüz után a fás vegetáció lokális túlélése és a korábbi nyílt boreális erdő regenerálódása lehetséges volt, amit az újra megjelenő lucfenyő (*Picea abies*) és törpefenyő (*Pinus mugo*) makro-

fosszíliaik is alátámasztanak (5. és 6. ábra). Hasonló, a késő glaciális melegezési periódusaihoz köthető, magas erdőtüzképződés is kimutatható a Kárpátokban, pl. a Szent Anna-tó üledékében (14 000 és 12 700 év között) (MAGYARI et al. 2022a, 2022b).

A tavi ökoszisztémát tekintve a korábbi időszakhoz képest tovább növekedett a vízi makrogerinctelenek tömegessége, az ágascsapú rákok, árvaszúnyogok és egyéb ízeltlábúak mellett a mohaállatok megjelenő maradványai a víz hőmérséklet további emelkedését jelzik. A faj telepei az év jégmentes időszakában növekedtek, amikor a júliusi minimum hőmérsékletek átlaga bizonyára meghaladta a 10 °C-ot (LACOURT 1968). Recens vizsgálatok alapján ismerjük, hogy amikor a víz hőmérséklete kb. 8 °C alá süllyed, a telepek elpusztulnak és a belőlük felszabaduló áramlások mozgatta kitaratóképletek élnek túl a kedvezőtlen időszakot. Ezek kitaratóképletek rendkívüli módon ellenáll a szélsőséges környezeti hatásoknak (pl. kiszáradás és alacsony hőmérséklet (HENGER & SCHILL 2011)). A vizsgálatok a fajt általában két méternél sekélyebb, kis kiterjedésű víztestek szilárd szubsztrátjain (sziklák, nád, vízi növények, gyökerek, ágak) mutatták ki. A faj ökológiai igényeit tekintve kerüli az alacsony hőmérsékletű, Ca- és Mg-ion-szegény, savas kémhatású (5,4 pH alatti), hullámzó élőhelyeket, és telepei fitoplankton szűrőgető táplálkozása miatt kevésbé függenek az oldott szerves anyag mennyiségétől. (ØKLAND & ØKLAND 2000). Mindezek alapján a késő glaciális felmelegedés idején semlegeshez közeli kémhatású, sekély vizű lehetett a tó (<2 m), amelyben a nyári víz hőmérséklet és vélhetően az időnként megemelkedő Ca- és Mg-ion-mennyiség növekedése kedvezett a fitoplankton gyarapodásának, így a mohaállatok szaporodásának, amit a kitaratóképletek tömegességének növekedése jelez, amelyekből a kedvezőtlen téli időszak után újabb egyedek telepei fejlődhetnek. A késő glaciális felmelegedést az is alátámasztja, hogy megjelent az üledékben a víziboglárka (*Ranunculus sect. Batrachium*), amelyet az emelkedő hőmérsékletet jelző legkorábbi pionír növényként a norvégiai Kråkenes-tó Allerødre datált üledékéből is kimutatták (BIRKS et al. 2010). Az Allerød végi lokális intenzív tüzesemény (13 200 kal. BP) a tavi ökoszisztémát is érinthette, ami a mohaállat maradványainak eltűnésében, illetve az ágascsapú rákok (Cladocera) tartós peteabundanciájának időszakos csökkenésében tükröződik az L3 zónában (5. ábra).

#### Növényzeti változások a fiatal driász lehűlés során

A fiatal driász (GS-1) lehűlés idején a Latorica-tó pollenadatsorából az erdők visszahúzódására és ezzel párhuzamosan a hideg, kontinentális sztyeppe elemek (ürömfélék (*Artemisia*), fűfélék (Poaceae)) alacsonyabb tengerszint feletti magasságban történő terjedésére következtethetünk, ami regionálisan az ariditás fokozódását feltételezi. A lehűlés grönlandi jégszelvényből kimutatható, több °C fokos hőmérséklet-csökkenése lokálisan főleg a téli középhőmérsékletben bekövetkezett csökkenést (FEURDEAN et al. 2008) jelentette, és a makrofosszíliaik bizonyossága szerint nem

eredményezte a nyári középhőmérséklet és a vegetációs periódusban akkumulált hőösszegének csökkenését olyan mértékben, hogy azok megakadályozzák a faállományok fennmaradását. Ezért a tó körüli lokális növényzetet alkotó törpefenyők (*P. mugo*) és lucfenyők (*P. abies*), sőt lombhullató fajok is túléltek, borításértékük azonban lecsökkent. A jó fagyűrő képességű, több hegységben (pl. Retyezát) általában a fahatár ökotont alkotó közösség tagjaként (MAGYARI et al. 2012, 2018; VINCZE et al. 2017) is megjelenő havasi cirbolyafenyő (HOLTMEIER 2009) ekkor (12 750 kal. BP éve) mutatható ki először a tó körül.

A Páreng-hegységcsoportival azonos, a fiatal driász klímafluktuációra adott vegetációs válaszok további kárpáti területeken, a Gutin-hegységben 12 950 és 12 600 kal. BP évek között (BJÖRKMAN et al. 2003), valamint a Retyezátban is 12 850 és 11 600 kal. BP évek között is kimutathatók (MAGYARI et al. 2012, ORBÁN et al. 2018). A tavak partján túlélő fa- és cserjefajok azt is jelzik, hogy a lehűlés ellenére csak kismértékű lehetett a fahatár magasságának csökkenése a Retyezát-hegységben is (MAGYARI et al. 2012). A GI-1 lehűlés hatása lokálisan csillapított hatásként jelentkezett a Latorica-tó körül és vízgyűjtőjén, ami lehetővé tette, hogy a Páreng-hegységcsoport, a Kárpátok más vonulatához hasonlóan, refúgiális területként szolgáljon, ahonnan a glaciális időszakot követő felmelegedés során az erdők expanziója megindulhatott.

Az L4 makrofosszília zónában a mohaállatok újbóli megjelenése tapasztalható. A Latorica-tó vízszintjét meghatározó, fiatal driászra jellemző téli csapadék mennyiségéről, továbbá a makrogerinctelenek abundanciájának változása alapján a vízszint alakulására vonatkozóan egyelőre nincs információ, valószínűsíthető azonban, hogy a tó téli jégborításának időtartama növekedhetett. E kérdés tisztázását az üledék árvaszúnyog-közösségének faji szintű meghatározása segítheti.

#### A kora holocén felmelegedés növényzeti hatásai

A hidegebb fiatal driászt követő gyors hőmérséklet-emelkedés a jelenlegi kormodell szerint kb. 11 995 és 11 300 kal. BP évek között következett be. Ez a tavi ökoszisztémában is változásokat eredményezett. Az L5 makrofosszília zónában (12 000 kal. BP évtől) a mohaállatok üledékből való eltűnése figyelhető meg, ami az eutrofizációval nem magyarázható, mivel korábbi tanulmányok kimutatták, hogy ezek biomasszája pozitívan reagál a növekvő tápanyag-koncentrációra (HARTIKAINEN et al. 2009). Valószínűbb magyarázatot jelenthet a táplálékért folytatott fokozott verseny (pl. Cladocera-akkal) vagy az élőhely elvesztése. A Cladocera-akk változó tömegességgel végig kimutathatók a vizsgált üledékszakaszon. A *C. mucedo* zselatinos kolóniái lazán rögzülnek pl. makrofitákon és gyökereken (WOOD & OKAMURA 2005). A makrofita növényzetben bekövetkezett változás a mohák eltűnése és a száraz vízínövények (*Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Littorella uniflora*) megjelenése volt az L5 zónában (5–7. ábra). Mindezek alapján a makrofita növényzet átalakulásával egyidejű a mohaállatok eltűnése, de a

makrofiták, amelyek szubsztrátumot jelenthettek a mohaállatok számára nem tűntek el. Tehát a táplálékért folytatott fokozott verseny és az élőhely változása egyaránt valószínűsíthető magyarázatot ad a *C. mucedo* visszaszorulásában. További lehetséges magyarázat a vízszint esetleges emelkedése, mivel nemcsak a mohaállatok, hanem a mohák és kagylós-rákok is eltűnnek a tavi üledékből (5. ábra). Egyelőre azonban más olyan vizsgált proxynk a vízszintre vonatkozóan nincs, ami egyértelműen a vízszint emelkedésére utalna.

A felmelegedés a tó vízgyűjtőjén a fás vegetáció újbóli expanzióját eredményezte, képe és fajösszetétele is a kora holocén kedvezőbbé váló klímát tükrözi. A növekvő besugárzás, az emelkedő nyári hőmérséklet és kevesebb téli hócsapadék eredményeként több fafaj volt képes kolonizálni a Latorica-tó vízgyűjtőjét. A növényi makrofossziliák alapján a kialakuló, továbbra is nyílt lombkoronájú erdőben a törpefenyő (*P. mugo*) jelentősen háttérbe szorult, a lucfenyő (*P. abies*) mellett pedig a vörösfenyő gyors előretörése tapasztalható, és végeredményben egy diverz fásszerű vegetáció alakult ki a tó körül és vízgyűjtő területén. A vörösfenyő (*Larix decidua*) közepes pollentermelő, pollenszóródása pedig gyenge (SJÖGREN et al. 2008), ugyanakkor lombhullató fajoként éves tütermelése más tűlevelű fajokénál (pl. *Pinus* és *Picea*) sokkal magasabb, ezért tűlevelű-makrofossziliái túltreprezentáltak lehetnek. Gyors terjedése alapvetően ökológiai tulajdonságaival és a korai szukcessziós fázisban jó versenyképességével magyarázható. Fiatal korban gyors növekedésű, fényigényes, pionír faj (WIESER & TAUSZ 2007, HOLTMEIER 2009, WAGNER 2013), a téli (nyugalmi) időszakban nagyon jó fagy-, szárazság- és szélűrő, szerény talajigénye miatt bolygatott talajokon is megtelepszik. A késő glaciális és kora holocén átmenet során az éghajlatváltozásra adott gyors válaszána köszönhetően gyorsan terjedhetett a Latorica-tó körüli tengerszint feletti magasságba refúgiális területeiről. A Fenyők-köztí-tó üledékéből feltárt árvaszúnyog (Chironomidae) közösség alapján végzett hőmérséklet-rekonstrukció (Tóth et al. 2012) – ami valószínűleg a Páreng-hegységcsoport területére is reprezentatív – azt mutatja, hogy a kora holocéntól a júliusi középhőmérséklet a mainál is magasabb lehetett [12–13,3 °C (Tóth et al. 2012), ma ~11,2 °C (Bogdan 2008)]. Ez fokozhatta a kontinentalitást, és növelhette a nyári szárazságot, ami átmenetileg kedvezhetett a vörösfenyő terjedésének. Hasonlóan a faj kora holocén expanzióját és egyben maximális kiterjedését mutatták ki a Kárpátok más területein is, például a Fenyők-köztí-tónál (MAGYARI et al. 2012), az ÉK-i Kárpátok (FEURDEAN & BENNIKE 2004), valamint a Középső-Alpokban (TINNER & THEURILLAT 2003), amit a magas nyári besugárzással magyaráznak (MAGYARI et al. 2012). A vörösfenyő késő glaciális korábbi nagyarányú terjedését a Latorica-tó körül akadályozhatta az alacsonyabb nyári maximum hőmérséklet, ami a jégolvadás miatt alakulhatott ki, és a magas humiditás. Ebben a magasságban ezek a környezeti feltételek a lucfenyőnek és a törpefenyőnek kedvezhettek. A vörösfenyő továbbá kompetitívabb, ha nincs vagy vékonyabb a téli hóborítás.

A beárnyékolást nem tűrő vörösfenyő (*L. decidua*) mellett a lucfenyő (*P. abies*) és törpefenyő (*P. mugo*) alkotta, kevert tűlevelű erdők nyíltak maradtak. Közös jellemzője ennek az

időszaknak, hogy az Alpok és a Kárpátok számos vonulatában a vörösfenyő a késő glaciálistól kezdve fahatáralkotó faj (WAGNER 2013, AMMANN et al. 2014, WAGNER et al. 2015).

Ezt követően a vörösfenyő visszaszorulását, majd eltűnését a későbbi szukcessziós fázisban a Latorica-tó környékéről és vízgyűjtőjéről 11 300 kal. BP éve vagy az éghajlat újbóli megváltozásával (pl. humidabbá válás vagy növekvő téli hóborítás), vagy más tűlevelű fafajokkal szembeni gyengébb kompetíciós képességével magyarázhatjuk. Ezek lehetőségét az Alpokban végzett vizsgálatok is alátámasztják, amelyekben AMMANN et al. (2014) kimutatták, hogy fénykedvelő taxonként a kevert tűlevelű és lombhullató erdők terjedésével a vörösfenyők mennyisége csökkent, illetve másutt a késői szukcessziós fázisban a havasi cirbolyafenyő (*P. cembra*) dominanciája eredményezte a vörösfenyő visszaszorulását kb. 9000–8000 kal. BP éve. Jelenlété napjainkban nem mutatható ki a Páreng-hegységcsoportban.

A holocén kezdetétől a vizsgált 11 300 kal. BP évig az erdőhatár tovább emelkedett a Latorica-hegységben, a fa- és erdőhatár egymáshoz közel, a tó a fahatár ökotonban az erdőhatár közelében helyezkedhetett el. A tavi rendszer szervesanyag-tartalmának és a makrogerinctelen taxonok abundanciájának növekedése, ugyanakkor a mohaállatok meglepő eltűnése az üledékből a vízi ökoszisztéma klimatikus változásokra adott válaszát mutatja.

A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén üledékszelenyén a pollenfelbontás jövőbeni további növelése segíthet tovább pontosítani a késő glaciális gyors felmelegedésen belüli finomabb léptékű növényzeti változásokat.

## Következtetések

A Latorica-tó jelen tanulmányban vizsgált üledékszaka-szána pollen- és makrofosszília vizsgálati alapján rekonstruálni tudjuk a Páreng-hegységcsoport szubalpin övének beerdősülési folyamatát, továbbá a késő glaciális és a kora holocén gyors felmelegedési időszakaikban bekövetkezett erdő- és fahatár-változásokat. A tó körül regionálisan 15 000 kal. BP évtől erdőexpanzió mutatható ki a korábbi sztyepp-tundra vegetáció uralta területen. Az idősebb driász (GS-2) második felében a fahatár a tó magassági szintje (1530 m) alatt húzódnak. Lokálisan, a regionális változásokat követve a GS-2/GI-1 határán megkezdődő felmelegedéssel megindult a fa- és erdőhatár feljebb tolódása. A GI-1-ben az első nyitvatermők, a törpefenyő (*P. mugo*) és lucfenyő (*P. abies*) megjelenését követően a tó körül és vízgyűjtőjén az erdők expanziója figyelhető meg. A törpefenyők uralta lucfenyő elegyes, boreális nyílt erdőkben a vörösfenyő (*L. decidua*) is előfordult szálanként. A fiatal driász (GS-1) lehűlésre a regionális növényzet jelentősen reagált, azonban ez nem eredményezett számottevő változást a tó körüli, lokális növényzet összetételében. A lehűlési szakaszt a törpe- és lucfenyők túlélték, bár borításértékük lecsökkent. Ekkor terjed a hideghez és kevesebb csapadékhoz jól alkalmazkodó havasi cirbolyafenyő (*P. cembra*), ami a Déli-Kárpátok egyedi sajátossága. A kora holocén kedvezőbbé váló klímá-



ját tükrözi a lucfenyő mellett a gyorsan előretörő és a Déli-Kárpátokban kiterjedési maximumát elérő vörösfenyő (*L. decidua*).

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki a Iezerul Latoritei Természetvédelmi Terület fenntartójának (National Agency For Natural Protected Areas, ANANP) a Latorica-tó üledékminta-vételezésének engedélyezéséért. Hálásan köszönjük a fúrásban segédkező népes csapatnak, hogy a terepi nehézségekkel dacol-

va eljuttatták a fúrófelszerelést a tóhoz, és segédkeztek a minták elszállításában is: Nemes Áron, Nemes Péter Csongor, Elek Péter, Vásárhelyi Balázs, Vágó Csaba, Tóth Mónika, Specziár András. A kutatás az NKFIH 2019-2.11-TÉT-2019-00034 (Chironomid based palaeoenvironmental and paleoclimate reconstruction in the Carpathian region), az Éghajlatváltozás Nemzeti Labor RRF-2.3.1-21-2022-00014 (A klímaváltozás mozgatórugói és környezeti hatásai a Kárpát-medencében: Fenntartható tavi ökoszisztémák – Safe Lakes – biztosítása az éghajlatváltozás során) és az NKFIH 129167 és KKP 144209 pályázatok anyagi támogatásával valósult meg.

### Irodalom – References

- AMMANN, B., VAN DER KNAAP, W. O., LANG, G., GAILLARD, M. J., KALTENRIEDER, P., RÖSCH, M., FINSINGER, W., WRIGHT, H. E. & TINNER, W. 2014: The potential of stomata analysis in conifers to estimate presence of conifer trees: Examples from the Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany* **23/3**, 249–264. <https://doi.org/10.1007/s00334-014-0431-9>
- ARNO, S. F. & HAMMERLY, R. P. 1984: *Timberline: mountain and arctic forest frontiers*. Vancouver, Douglas and McIntyre. 304 p. ISBN: 13978-0898860856
- BALTEANU, D., IELENICZ, M. & POPESCU, N. 1998: Geomorphology of the Romanian Carpathians new trends and evolutions. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* **32/32**, 89–109. [https://www.igipz.pan.pl/tl\\_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgbc\\_32/32\\_7.pdf](https://www.igipz.pan.pl/tl_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgbc_32/32_7.pdf)
- BARREDO, J. I., MAURI, A. & CAUDULLO, G. 2020: Impacts of climate change in European mountains. – Alpine tundra habitat loss and treeline shifts under future global warming: JRC PESETA IV project: Task 8 Luxembourg: Publications Office of the European Union. 65 p. <https://doi.org/10.2760/653658>; ISBN: 978-92-76-10717-0
- BENNET, K. D. 2008: *Psimpoll and pscomb*. – Queen's University, Belfast.
- BENNION, H., DAVIDSON, T. A., SAYER, C. D., SIMPSON, G. L., ROSE, N. L. & SADLER, J. P. 2015: Harnessing the potential of the multi-indicator palaeoecological approach: An assessment of the nature and causes of ecological change in a eutrophic shallow lake. – *Freshwater Biology* **60/7**, 1423–1442. <https://doi.org/10.1111/fwb.12579>
- BEUG, H.-J. 2004: *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete (Guide to the Pollen Analysis for Central Europe and the Adjacent Areas)*. – München: Friedrich Pfeil. 542 p. ISBN-10:3899370430, ISBN-13: 978-3899370430
- BIRKS, H. H. 2002: Plant Macrofossils. – In: SMOL, J.P., BIRKS, H.J.B., LAST, W.M., BRADLEY, R.S., ALVERSON, K. (eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research* **3**, 49–74. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1\\_4](https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_4); ISBNs: 978-1-4020-0681-4, 978-0-306-47668-6
- BIRKS, H. H. 2007: Plant Macrofossil, Introduction. – *Encyclopedia of Quaternary Science* **3**, 2266–2288. <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00215-5>
- BIRKS, H. H. & BJUNE, A. E. 2010: Can we detect a west Norwegian tree line from modern samples of plant remains and pollen? Results from the DOORMAT project. – *Vegetation History and Archaeobotany* **19/4**, 325–340. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0256-0>
- BIRKS, H. J. B., HEIRI, O., SEPPÄ, H. & BJUNE, A. E. 2010: Strengths and Weaknesses of Quantitative Climate Reconstructions Based on Late-Quaternary Biological Proxies. – *The Open Ecology Journal* **3**, 68–110. <https://doi.org/10.2174/1874213001003020068>
- BIRKS, H. H., JONES, V. J., BROOKS, S. J., BIRKS, H. J. B., TELFORD, R. J., JUGGINS, S. & PEGLAR, S. M. 2012: From cold to cool in northernmost Norway: Lateglacial and early Holocene multi-proxy environmental and climate reconstructions from Jansvatnet, Hammerfest. – *Quaternary Science Reviews* **33**, 100–120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.013>
- BJÖRCK, S., WALKER, M. J. C., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K. L., LOWE, J. & WOHLFARTH, B. 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. – *Quaternary Science Reviews* **27/1–2**, 6–17. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199807/08\)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<283::AID-JQS386>3.0.CO;2-A)
- BJÖRCKMAN, L., FEURDEAN, A. & WOHLFARTH, B. 2003: Late-Glacial and Holocene forest dynamics at Steregoiu in the Gutaiului Mountains, Northwest Romania. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **124/1–2**, 79–111. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00249-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00249-X)
- BLAAUW, M. & CHRISTEN, J. A. 2013: Bacon manual. – V2.3.3. 1–14.
- BOGDAN, O. (Ed.) 2008: Carpații Meridionali. Clima, hazardele meteo-climatice și impactul lor asupra turismului. – Academia Românie, Institutul de Geografie, Edit. Univ. "Lucian Blaga", Sibiu, 199 p.
- BONANOMI, G., RITA, A., ALLEVATO, E., CESARANO, G., SAULINO, L., DI PASQUALE, G., ALLEGREZZA, M., PESARESI, S., BORGHETTI, M., ROSSI, S. & SARACINO, A. 2018: Anthropogenic and environmental factors affect the tree line position of *Fagus sylvatica* along the Apennines (Italy). – *Journal of Biogeography* **45/11**, 2595–2608. <https://doi.org/10.1111/jbi.13408>
- CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W. & MCCABE, A. M. 2009: The Last Glacial Maximum. – *Science* **325/5941**, 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- 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). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **243/3–4**, 322–338. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.08.001>

- CSÁSZÁR G. 2002: A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronosztratográfiai terminusok. – *Földtani Közlöny* **132/3–4**, 481–483.
- CZAJKA, B., ŁAJCZAK, A., KACZKA, R. J. & NICIA, P. 2015: Timberline in the carpathians: An overview. – *Geographia Polonica* **88/2**, 7–34. <https://doi.org/10.7163/GPol.0013>
- DENTON, G. H., ANDERSON, R. F., TOGGWEILER, J. R., EDWARDS, R. L., SCHAEFER, J. M. & PUTNAM, A. E. 2010: The last glacial termination. – *Science* **328/5986**, 1652–1656. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- DI PASQUALE, G., MARZIANO, M., IMPAGLIAZZO, S., LUBRITTO, C., DE NATALE, A. & BADER, M. Y. 2008: The Holocene treeline in the northern Andes (Ecuador): First evidence from soil charcoal. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **259/1**, 17–34. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.12.016>
- DULLINGER, S., DIRNBÖCK, T. & GRABHERR, G. 2004: Modelling climate change-driven treeline shifts: relative effects of temperature increase, dispersal and invasibility. – *Journal of Ecology* **92**, 241–252. <https://doi.org/10.1111/j.0022-0477.2004.00872.x>
- FĂRCĂS, S., TANTĂU, I. & TURTUREANU, P. D. 2013: *Larix decidua* Mill. in Romania: current and past distribution, coenotic preferences, and conservation status. – *Contributii Botanice* **48**, 39–50. [https://www.researchgate.net/publication/281289977\\_Larix\\_decidua\\_in\\_Romania](https://www.researchgate.net/publication/281289977_Larix_decidua_in_Romania)
- FEURDEAN, A. 2005: Tracking Lateglacial and early Holocene environmental change: a palaeolimnological study of sediment at Preluca Tiganului, NW Romania. – *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* **50/1–2**, 3–11. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.50.1.1>
- FEURDEAN, A. & BENNIKE, O. 2004: Late Quaternary palaeoecological and palaeoclimatological reconstruction in the Gutaiului Mountains, northwest Romania. – *Journal of Quaternary Science* **19/8**, 809–827. <https://doi.org/10.1002/jqs.872>
- FEURDEAN, A. & WILLIS, K. J. 2008: The usefulness of a long-term perspective in assessing current forest conservation management in the Apuseni Natural Park, Romania. – *Forest Ecology and Management* **256/3**, 421–430. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.04.050>
- FEURDEAN, A., WOHLFARTH, B., BJÖRKMAN, L., TANTĂU, I., BENNIKE, O., WILLIS, K. J., FĂRCĂS, S. & ROBERTSSON, A. M. 2007: The influence of refugial population on Lateglacial and early Holocene vegetational changes in Romania. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **145/3–4**, 305–320. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.12.004>
- FEURDEAN, A., KLOTZ, S., BREWER, S., MOSBRUGGER, V., TĂMAŞ, T. & WOHLFARTH, B. 2008: Lateglacial climate development in NW Romania - Comparative results from three quantitative pollen-based methods. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **265/1–2**, 121–133. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.024>
- FEURDEAN, A., SPESA, A., MAGYARI, E. K., WILLIS, K. J., VERES, D. & HICKLER, T. 2012a: Trends in biomass burning in the Carpathian region over the last 15,000 years. – *Quaternary Science Reviews* **45**, 111–125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.001>
- FEURDEAN, A., TĂMAŞ, T., TANTĂU, I. & FĂRCAŞ, S. 2012b: Elevational variation in regional vegetation responses to late-glacial climate changes in the Carpathians. – *Journal of Biogeography* **39/2**, 258–271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2011.02605>
- FEURDEAN, A., PARR, C. L., TANTĂU, I., FĂRCAŞ, S., MARINOVA, E. & PERŞOIU, I. 2013: Biodiversity variability across elevations in the Carpathians: Parallel change with landscape openness and land use. – *Holocene* **23/6**, 869–881. <https://doi.org/10.1177/0959683612474482>
- FEURDEAN, A., GAŁKA, M., TANTĂU, I., GEANTĂ, A., HUTCHINSON, S. M. & HICKLER, T. 2016: Tree and timberline shifts in the northern Romanian Carpathians during the Holocene and the responses to environmental changes. – *Quaternary Science Reviews* **134**, 100–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.020>
- FIELD, C. B. & BARROS, V. R. 2014: IPCC, 2014: Climate Change 2014—Impacts, Adaptation and Vulnerability: Global and Sectoral Aspects 2.– (C. B. Field & V. R. Barros, eds) Cambridge University Press. 1131 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379>
- FINSINGER, W., SCHWÖRER, C., HEIRI, O., MORALES-MOLINO, C., RIBOLINI, A., GIESECKE, T., HAAS, J. N., KALTENRIEDER, P., MAGYARI, E. K., RAVAZZI, C., RUBIALES, J. M. & TINNER, W. 2019: Fire on ice and frozen trees? Inappropriate radiocarbon dating leads to unrealistic reconstructions. – *New Phytologist* **222/2**, 657–662. <https://doi.org/10.1111/nph.15354>
- GEANTĂ, A., GAŁKA, M., TANTĂU, I., HUTCHINSON, S. M., MÎNDRESCU, M. & FEURDEAN, A. 2014: High mountain region of the Northern Romanian Carpathians responded sensitively to Holocene climate and land use changes: A multi-proxy analysis. – *Holocene* **24/8**, 944–956. <https://doi.org/10.1177/0959683614534747>
- GHEORGHIU, D. M., HOSU, M., CORPADE, C. & XU, S. 2015: Deglaciation constraints in the Parâng Mountains, Southern Romania, using surface exposure dating. – *Quaternary International* **388**, 156–167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.059>
- GOSLING, W. D. & BUNTING, M. J. 2008: A role for palaeoecology in anticipating future change in mountain regions? – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **259/1**, 1–5. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.017>
- GRACE, J., BERNINGER, F. & NAGY, L. 2002: Impacts of climate change on the tree line. – *Annals of Botany* **90/4**, 537–544. <https://doi.org/10.1093/aob/mcf222>
- GREENWOOD, S. & JUMP, A. S. 2014: Consequences of treeline shifts for the diversity and function of high altitude ecosystems. – *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **46/4**, 829–840. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.04.059>
- GRIMM, E. 1992: TILIA and TILIA-GRAPH: Pollen spreadsheet and graphics programs. Aix-en-Provence.
- HĂGVAR, S. & OHLSON, M. 2013: Ancient carbon from a melting glacier gives high 14 C age in living pioneer invertebrates. – *Scientific Reports* **3**, 1–4. <https://doi.org/10.1038/srep02820>
- HARSCH, M. A., HULME, P. E., MCGLONE, M. S. & DUNCAN, R. P. 2009: Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. – *Ecology Letters* **12/10**, 1040–1049. <https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2009.01355.x>
- HARTIKAINEN, H., JOHNES, P., MONCRIEFF, C. & OKAMURA, B. 2009: Bryozoan populations reflect nutrient enrichment and productivity gradients in rivers. – *Freshwater Biology* **54**, 2320–2334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02262.x>
- HEIRI, O., LOTTER, A. & LEMCKE, G. 2001: Loss on Ignition as a Method for Estimating Organic and Carbonate Content in Sediments: Reproducibility and Comparability of Results. – *Journal of Paleolimnology* **25**, 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

- HENGHER, S. & SCHILL, R. O. 2011: Dormant stages in freshwater bryozoans—An adaptation to transcend environmental constraints. – *Journal of Insect Physiology* **57/5**, 595–601. <https://doi.org/10.1016/j.jinsphys.2011.03.018>
- HOLTMEIER, F.-K. 1981: What Does the Term “Krummholz” Really Mean? Observations with Special Reference to the Alps and the Colorado Front Range. – *Mountain Research and Development* **1/3/4**, 253–260. <https://doi.org/10.2307/3673062>
- HOLTMEIER, F.-K. 2009: Mountain Timberlines – Ecology, Patchiness and Dynamics. – (F.-K. Holtmeier, Ed.) *Advances in Global Change Research*, New York: Springer, Dordrecht. 438 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9705-8>; ISBNs: 978-1-4020-9704-1, 978-1-4020-9705-8
- HUBAY, K., MOLNÁR, M., ORBÁN, I., BRAUN, M., BÍRÓ, T. & MAGYARI, E. 2018: Age–depth relationship and accumulation rates in four sediment sequences from the Retezat Mts, South Carpathians (Romania). – *Quaternary International* **477**, 7–18. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.019>
- JAKAB G. & SÜMEGI P. 2011: *Negyedidőszaki makrobotanika*. – Szeged: Geolitera. 252 p. ISBN: 978-963-306-123-7. ISBN: 978-963-306-123-7
- KATZ, N. J., KATZ, S. V. & KIPIANI, M. G. 1965: *Atlas and Keys of Fruits and Seeds Occuring in the Quaternary Deposits of the USSR*. – 364. OLCL: 474942446. <https://www.worldcat.org/title/atlas-and-keys-of-fruits-and-seeds-occurring-in-the-quaternary-deposits-of-the-ussr/oclc/474942446>
- KÖRNER, C. 2003: *Alpine Plant Life: Functional Plant Ecology Of High Mountain Ecosystems*. – Springer, 2nd ed., 500 p. ISBN 978-3-030-59538-8
- KÖRNER, C. 2012: Alpine treelines: functional ecology of the global high elevation tree limits. – *Springer Science & Business Media*, 1st ed., Springer, Basel, 220 p. ISBN: 978-3-0348-0395-3
- KULLMAN, L. 2002: Rapid recent range-margin rise of tree and shrub species in the Swedish Scandes. – *Journal of Ecology* **90/1**, 68–77. <https://doi.org/10.1046/j.0022-0477.2001.00630.x>
- KULLMAN, L. 2007: Tree line population monitoring of *Pinus sylvestris* in the Swedish Scandes, 1973–2005: Implications for tree line theory and climate change ecology. – *Journal of Ecology* **95/1**, 41–52. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2006.01190.x>
- LACOURT, A. W. 1968: A monograph of the freshwater Bryozoa-Phylactolaemata. – *Zoologische Verhandelingen* **93/1**, Leiden: E. J. Brill. <https://www.semanticscholar.org/paper/A-monograph-of-the-freshwater-Lacourt/2c709c039ef95b03158030a1f4b7c55e35bdca96>
- LENDVAY, B., BÁLINT, M., PÁL, I., VINCZE, I., ORBÁN, I. & MAGYARI, E. K. 2018: Plant macrofossils from lake sediment as the material to assess ancient genetic diversity: Did deforestation influence Norway spruce (*Picea abies*) in the South Carpathians? – *Quaternary International* **477**, 106–116. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.023>
- LLOYD, A. H. & FASTIE, C. L. 2003: Recent changes in treeline forest distribution and structure in interior Alaska. – *Ecoscience* **10/2**, 176–185. <https://doi.org/10.1080/11956860.2003.11682765>
- LOTTER, A. F., HEIRI, O., HOFMANN, W., VAN DER KNAAP, W. O., VAN LEEUWEN, J. F. N., WALKER, I. R. & WICK, L. 2006: Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany* **15/4**, 295–307. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.023>
- MAGYARI E. 2015: *A Kárpát-medence és DK-Európa késő pleniglaciális és holocén vegetációfejlődése különös tekintettel a gyors felmelegedési és lehűlési hullámokra mutatott vegetációs válaszokra*. – Akadémiai nagydoktori értekezés. 164 p. Budapest. ISBN: 1470011700
- 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* **631**. <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9801-1>
- MAGYARI, E. K., MAJOR, Á., BÁLINT, M., NÉDLI, J., BRAUN, M., RÁCZ, I. & PARDUCCI, L. 2011: Population dynamics and genetic changes of *Picea abies* in the South Carpathians revealed by pollen and ancient DNA analyses. – *BMC Evolutionary Biology* **11**, 66. <https://doi.org/10.1186/1471-2148-11-66>
- 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). – *Quaternary Science Reviews* **35**, 116–130. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.006>
- MAGYARI, E. K., KUNES, P., JAKAB, G., SÜMEGI, P., PELÁNKOVÁ, B., SCHÄBITZ, F., BRAUN, M. & CHYTRÝ, M. 2014a: Late Pleniglacial vegetation in eastern-central Europe: Are there modern analogues in Siberia? – *Quaternary Science Reviews* **95**, 60–79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.020>
- MAGYARI, E. K., VERES, D., WENNRICH, V., WAGNER, B., BRAUN, M., JAKAB, G., KARÁTSON, D., PÁL, Z., FERENCZY, G., ST-ONGE, G., RETHMEYER, J., FRANCOIS, J. P., VON REUMONT, F. & SCHÄBITZ, F. 2014b: Vegetation and environmental responses to climate forcing during the Last Glacial Maximum and deglaciation in the East Carpathians: Attenuated response to maximum cooling and increased biomass burning. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 278–298. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.015>
- 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. – *Quaternary International* **477**, 40–58. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.054>
- MAGYARI, E. K., GASPARIK, M., MAJOR, I., LENGYEL, G., PÁL, I., VIRÁG, A., KORPONAI, J., HALIUC, A., SZABÓ, Z. & PAZONYI, P. 2022a: Mammal extinction facilitated biome shift and human population change during the last glacial termination in East-Central Europe. – *Scientific reports* **12/1**, 6796. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-10714-x>
- MAGYARI, E. K., VINCZE, I., TÓTH, M., HUBAY, K., VERES, D., HALIUC, A., MOLNÁR, M., JAKAB, G., BRAUN, M., SCHÄBITZ, F., MÁTHÉ, I., & BUCZKÓ, K. 2022b: Palaeoenvironmental Changes During the Last Glacial Period in the Ciomadul Hills. – In: KARÁTSON, D., VERES, D., GERTISSER, R., MAGYARI, E. K., JÁNOSI, C. & HAMBACH, U. (eds): *Ciomadul (Csomád), The Youngest Volcano in the Carpathians* 145–158. Springer, Cham. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-89140-4\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-030-89140-4_9) ISBN: 978-3-030-89139-8

- MAUQUOY, D. & VAN GEEL, B. 2007: Plant macrofossil methods and studies: Mire and Peat Macros. – In: Elias, S. A. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science* 2315–2336. Elsevier Science. <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00229-5>
- MOLNÁR, M., RINYU, L., VERES, M., SEILER, M., WACKER, L. & SYNAL, H.-A. 2013: EnvironMICADAS: A Mini 14C AMS with Enhanced Gas Ion Source Interface in the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies (HEKAL), Hungary. – *Radiocarbon* **55/2**: Proceedings of the 21st International Radiocarbon Conference (Part 1 of 2), 338–344. <https://doi.org/10.1017/S0033822200057453>
- MOORE, P. D., COLLINSON, M. E. & WEBB, J. A. 1994: Pollen analysis. – 2nd ed., Boston: Wiley. 216 p. ISBN-10:0865428956, ISBN-13:978-0865428959
- OBIDOWICZ, A. 1996: A Late Glacial - Holocene history of the formation of vegetation. – *Acta Palaeobotanica* **36**, 159–206. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106167>
- ODGEN, R., SPOONER, N., REID, M. & HEAD, J. 2001: Sediment dates with implications for the age of the conversion from palaeochannel to modern fluvial activity on the Murray River and tributaries. – *Quaternary International* **82/85**, 195–209. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00040-4](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00040-4)
- ØKLAND, K. A. & ØKLAND, J. 2000: Freshwater bryozoans (Bryozoa) of Norway: Distribution and ecology of *Cristatella mucedo* and *Paludicella articulata*. – *Hydrobiologia* **421**, 1–24. <https://doi.org/10.1023/a:1003917200848>
- 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. – *Quaternary International* **477/March**, 59–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.012>
- PÁL, I., BUCZKÓ, K., VINCZE, I., FINSINGER, W., BRAUN, M., BÍRÓ, T. & MAGYARI, E. K. 2018: Terrestrial and aquatic ecosystem responses to early Holocene rapid climate change (RCC) events in the South Carpathian Mountains, Romania. – *Quaternary International* **477/2016**, 79–93. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.015>
- PEPIN, N., BRADLEY, R. S., DIAZ, H. F., BARAER, M., CACERES, E. B., FORSYTHE, N., FOWLER, H., GREENWOOD, G. & YANG, D. Q. 2015: Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. – *Nature Climate Change* **5/5**, 424–430. ISSN:10.1038/nclimate2563
- PINCZÉS, Z. 2017: Déli-Felföld természeti földrajza. – Debrecen: Debreceni Egyetemi Kiadó. 166 p. ISBN:9789633186473
- RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S. P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S. L., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D. & 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. – *Quaternary Science Reviews* **106**, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- REILLE, M. 1992: Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. – Maurice Reille, Marseille, France: Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 63 p. [www.persee.fr/doc/quate\\_1142-2904\\_1996\\_num\\_7\\_1\\_2058\\_t1\\_0063\\_0000\\_2](http://www.persee.fr/doc/quate_1142-2904_1996_num_7_1_2058_t1_0063_0000_2)
- REIMER, P. J., AUSTIN, W. E. N., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUTZIN, M., CHENG, H. & TALAMO, S. 2020: The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). – *Radiocarbon* **62/4**, 725–757. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.41>
- REUTHER, A. U., URDEA, P., GEIGER, C., IVY-OCHS, S., NILLERA, 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. – *Quaternary International* **164–165**, 151–169. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.011>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., KERN, Z., URDEA, P., MADARÁSZ, B. & BRAUCHER, R. 2021: Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). – *Geomorphology* **384**. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107719>
- SÄNDULACHE, C., SÄNDULACHE, I., GRECU, F., DOBRE, R. & IRIMESCU, A. 2016: Geomorphological processes within the alpine level of Parâng Mountains. – *Revista de Geomorfologie* **17/February 2016**, 29–44. ISSN:1453-5068
- SCHWÖRER, C., KALTENRIEDER, P., GLUR, L., BERLINGER, M., ELBERT, J., FREI, S., GILLI, A., HAFNER, A., ANSELMETTI, F. S., GROSJEAN, M. & TINNER, W. 2014: Holocene climate, fire and vegetation dynamics at the treeline in the Northwestern Swiss Alps. – *Vegetation History and Archaeobotany* **23/5**, 479–496. <https://doi.org/10.1007/s00334-013-0411-5>
- SJÖGREN, P., VAN DER KNAAP, W. O., HUUSKO, A. & VAN LEEUWEN, J. F. N. 2008: Pollen productivity, dispersal, and correction factors for major tree taxa in the Swiss Alps based on pollen-trap results. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **152/3–4**, 200–210. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.05.003>
- SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K. B., TIGNOR, M. & MILLER, H. L. (eds) 2007: IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. – Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 996 p. ISBN\_978-0-521-88009-1 hardback
- STOCKMARR, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores* **13/January**, 615–621. ISSN: 0375-9636
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. 1993: Extended 14C Data Base and Revised CALIB 3.0 14C Age Calibration Program. – *Radiocarbon* **35/1**, 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- SWEENEY, C. 2004: A key for the identification of stomata of the native conifers of Scandinavia. – *Review of Palaeobotany and Palynology* **128**, 281–290. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(03\)00138-6](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(03)00138-6)
- TANȚĂU, I., REILLE, M., DE BEAULIEU, J. L. & FĂRCĂȘ, S. 2006: Late glacial and Holocene vegetation history in the southern part of Transylvania (Romania): Pollen analysis of two sequences from Avrig. – *Journal of Quaternary Science* **21/1**, 49–61. <https://doi.org/10.1002/jqs.937>
- TINNER, W. 2013: Plant macrofossil methods and studies: treeline studies. – (S. Elias, Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2nd ed., 609–698. Amsterdam, Elsevier. ISBN:978-0-444-53642-6
- TINNER, W. & THEURILLAT, J. P. 2003: Uppermost Limit, Extent, and Fluctuations of the Timberline and Treeline Ecocline in the Swiss

- Central Alps during the Past 11,500 Years. – *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **35/2**, 158–169. <https://doi.org/10.7892/boris.83991>; <https://boris.unibe.ch/id/eprint/83991>
- TODEA, C., POP, O. T. & GERMAIN, D. 2020: Snow-avalanche history reconstructed with tree rings in Parâng Mountains (Southern Carpathians, Romania). – *Revista de Geomorfologie* **22/1**, 73–85. <https://doi.org/10.21094/rg.2020.099>
- TOMLINSON, P. 1985: An aid to the identification of fossil buds, bud-scales and catkin-scales of British trees and shrubs. – *Circea* **3/2**, 41–132. ISSN:0268-425x
- TONKOV, S. & MARINOVA, E. 2005: Pollen and plant macrofossil analyses of radiocarbon dated mid-Holocene profiles from two subalpine lakes in the Rila Mountains, Bulgaria. – *The Holocene* **15/5**, 663–671. <https://doi.org/10.1191/0959683605h1842rp>
- 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). – *Quaternary Research* **77/1**, 122–131. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.005>
- TROELS-SMITH, J. 1955: Karakterisering af lose jordarter. Characterization of unconsolidated sediments. – *Geologiske Undersogelse* **4/3**, 1–73. OCLC:464599848
- URDEA, P. 2004: The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. – *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology* **2/1**, 27–34. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80080-0](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80080-0)
- URDEA, P. & REUTHER, A. 2009: Some new data concerning the quaternary glaciation in the Romanian Carpathians. – *Geographica Panonica* **13/2**, 41–52. <https://doi.org/10.5937/GeoPan0902041U>
- URDEA, P. & VUIA, F. 2000: Aspects of the periglacial relief in the Parâng Mountains. – *Revista de Geomorfologie* **2**, 35–39.
- URDEA, P., ONACA, A., ARDELEAN, F. & ARDELEAN, M. 2011: New evidence on the quaternary glaciation in the romanian carpathians. – *Developments in Quaternary Science* **15/4**, 305–322. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00024-6>
- VÄLIRANTA, M., SALONEN, J. S., HEIKKILÄ, M., AMON, L., HELMENS, K., KLIMASCHESKI, A., KUHYRY, P., KULTTI, S., POSKA, A., SHALA, S., VESKI, S. & BIRKS, H. H. 2015: Plant macrofossil evidence for an early onset of the Holocene summer thermal maximum in northernmost Europe. – *Nature Communications* **6**, 6809. <https://doi.org/10.1038/ncomms7809>
- VAN MOURIK, J. M., SLOTBOOM, R. T., VAN DER PLICHT, J., STREURMAN, H. J., KUIJPER, W. J., HOEK, W. Z. & DE GRAAFF, L. W. S. 2013: Geochronology of *Betula* extensions in pollen diagrams of Alpine Late-glacial lake deposits: A case study of the Late-glacial deposits of the Gasserplatz soil archives (Vorarlberg, Austria). – *Quaternary International* **306**, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.018>
- VELICHKEVICH, F. Y. & ZASTAWIAK, E. 2008: Atlas of vascular plant macroremains from the Pleistocene of Central and Eastern Europe, Part II – Herbaceous dicotyledons. – W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków, 224 p. ISBN 978-83-89648-73-0
- VESPREMEANU-STROE, A., URDEA, P., TATUI, F., CONSTANTINESCU, S., PREOTEAS, L., VASILE, M. & POPESCU, R. 2008: New insights regarding the glacial lakes morphology from Southern Carpathian. – *Revista de Geomorfologie* **10**, 73–78.
- VINCZE, I. 2019: *A Würm glaciális második felének növénytakaró változásai a Kárpát-medence alföldi és hegyvidéki régióiban: refúgiumok és erdőtüzek.* – PhD értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, 147 p. <https://doi.org/10.15476/ELTE.2019.298>
- VINCZE, I., ORBÁN, I., BIRKS, H. H., PÁL, I., FINSINGER, W., HUBAY, K., MARINOVA, E., JAKAB, G., BRAUN, M., BIRÓ, T., TÓTH, M., DĂNĂU, C., FERENCZ, 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. – *Holocene* **27/11**, 1613–1630. <https://doi.org/10.1177/0959683617702227>
- WAGNER, S. 2013: History of the European larch (*Larix decidua* Mill.) L'histoire du mélèze d'Europe (*Larix decidua* Mill.) par. Vegetal Biology. – Université Sciences et Technologies, Bordeaux I, 163p. NNT: 2013BOR14837ff. <https://theses.hal.science/tel-00880539/document>
- WAGNER, S., LITT, T., SÁNCHEZ-GOÑI, M. F. & PETIT, R. J. 2015: History of *Larix decidua* Mill. (European larch) since 130 ka. – *Quaternary Science Reviews* **124**, 224–247. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.002>
- WIELGOLASKI, F. E., HOFGAARD, A. & HOLTMEIER, F. K. 2017: Sensitivity to environmental change of the treeline ecotone and its associated biodiversity in European mountains. – *Climate Research* **73/1–2**, 151–166. <https://www.jstor.org/stable/26394433>
- WIESER, G. & TAUSZ, M. 2007: Trees at their upper limit – Treelife limitation at the alpine timberline. – (G. Wieser & M. Tausz, eds) *Plant Ecophysiology* Vol. 5 Springer Dordrecht. 232 p. <https://doi.org/10.1007/1-4020-5074-7>; ISBN: 978-1-4020-5073-2 Dordrecht.
- WOOD, T. S. & OKAMURA, B. 2005: A key to the freshwater bryozoans of Europe and the British Isles: with notes on their ecology. – *Freshwater Biological Association Publications* **63**, 113 p. ISSN 0308-6739

Kézirat beérkezett: 2023.04.17.

## Digitális melléklet

**II. táblázat.** A Latorica-tó késő glaciális és kora holocén üledékszelvevényének litozstratigráfiai leírása a Troels-Smith üledék-leírási séma alapján (TROELS-SMITH 1955)  
**Table II.** Lithostratigraphic description of the Lake Latoricei sediment sequence based on the Troels-Smith sediment description scheme (TROELS-SMITH 1955)

**8. ábra.** Fényképek a Latorica-tó üledékének 1000–1200 cm mélységű szakaszáról

**Figure 8.** Photos of the core samples of Lake Latoricei sediments from the depth of 1000 to 1200 cm