Az utolsó glaciális időszak gyors klímaváltozásainak ásványi por ciklust érintő hatásai és visszacsatolásai az észak-atlanti térség és Közép-Európa vonatkozásában

MTA doktori rövid értekezés

Újvári Gábor PhD ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet

Budapest, 2022

Tartalomjegyzék

Rövidítések	2		
1. Bevezetés			
2. Módszerek	7		
2.1. Grönlandi por forrásainak vizsgálata	7		
2.1.1. Minták és előkészítés	7		
2.1.2. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok	8		
2.1.3. Sr-Nd-Hf izotóp elemzések	8		
2.1.4. Hidrogénizotóp-összetételi elemzések	9		
2.1.5. Porciklus és -transzport modellezések	9		
2.2. Kormeghatározással és paleoklíma rekonstrukcióval kapcsolatos vizsgálatok	10		
2.2.1. Mintavételezés	10		
2.2.2. Radiokarbon kormeghatározás	10		
2.2.3. Kompozit profil létrehozása, kor-mélység modellezés és porfluxus számítások	11		
2.2.4. Lézerdiffrakciós szemcseméret-elemzések	12		
2.2.5. Csigahéjak szén/oxigén stabilizotóp és kapcsoltizotóp-mérései	12		
2.2.6. Őshőmérsékleti becslések	13		
2.2.7. Csapadékviszonyokra (ariditásra) vonatkozó proxy-k	14		
3. Eredmények és diszkusszió	15		
3.1. Grönlandi por kontinentális forrásai	15		
3.1.1. Kőzetek (ásványi por) ammónium-bifluoridos (NH4HF2) feltárása nagy			
mintaszámú, kombinált Hf-Sr-Nd izotóp elemzésekhez	15		
3.1.2. A lehordási terület ásványtani és izotópgeokémiai indikátorainak bizonytalansága	ai		
	16		
3.1.3. Az NGRIP jégmagból származó utolsó glaciális por agyagásványtani és			
izotópgeokémiai jellemzői és ezek legvalószínűbb kontinentális forrásai	18		
3.1.4. Légköri cirkuláció és porszállítás az utolsó glaciális során a modellezési			
eredmények tükrében: európai/észak-afrikai por Grönlandon?	22		
3.2. Az észak-atlanti hirtelen klímakilengések hatásai a porfelhalmozódásra és az			
őskörnyezetre a Kárpát-medencében és Közép-Európában	24		
3.2.1. Radiokarbon alapú löszkronológiák adta új lehetőségek az ásványi porciklus			
időbeli változásainak rekonstruálásában	24		
3.2.2. A D–O események hatása az eolikus üledékek szemcseméret-eloszlására és			
felhalmozódásának ütemére a Kárpát-medencében	26		
3.2.3. A D–O események hatása a hőmérsékletre és csapadékra a Kárpát-medencében			
löszcsigák héjainak stabil- és kapcsoltizotóp-összetétele alapján	28		
3.2.4. A D–O események okozta kárpát-medencei és közép-európai környezetváltozáso	k		
hátterében lévő lehetséges mechanizmusok	30		
4. Összefoglalás	32		
Köszönetnyilvánítás	33		
Irodalomjegyzék	34		

Rövidítések

ABA-OSC1000	sav-bázis-sav tisztított faszénminta egylépcsős, 1000 °C-os égetéssel
ABA-TSC400/800	sav-bázis-sav tisztított faszénminta kétlépcsős, 400/800 °C-os égetéssel
ABF	ammónium-bifluorid (NH ₄ HF ₂)
AIH	molluszkák aktív időszakának átlagos hőmérséklete
AMO	Atlanti Multidekadikus Oszcilláció
AMOC	atlanti-óceáni meridionális áramlási rendszer
AMS	gyorsító tömegspektrometria
AR	üledék akkumulációs (felhalmozódási) rátája (m/év)
Bacon	Bayes-féle kor-mélység modellező kód
BMAR	teljes üledékfelhalmozódási ráta (g/m ² /év)
CDES	szén-dioxid egyensúlyi skála
CHUR	kondritikus egységes rezevoár (Chondritic Uniform Reservoir)
CLP	kínai lösz-fennsík (Chinese Loess Plateau)
DMAR	porfelhalmozódási ráta (PM ₁₀ méretosztály)
D–O ciklusok	Dansgaard-Oeschger ciklusok
D50 _{kvarc}	löszből származó kvarckristályok medián szemcseátmérője
D50 _{lösz}	teljes löszminta medián szemcseátmérője
GICC05	Greenland Ice Core Chronology 2005 időskála
GISP2	Greenland Ice Sheet Project 2
GRIP	Greenland Ice Core Project
GRKM	geológiai referencia kőzetminta
GS/GI	grönlandi stadiális/interstadiális periódusok
GSI	lösz szemcseméret-index (50–20 µm/<20 µm)
IAEA	Nemzetközi Atomenergia Ügynökség
IntCal13	nemzetközi radiokarbon kalibrációs görbe 2013-ból
IUPAC	Tiszta és Alkalmazott Kémia Nemzetközi Uniója
LGM	utolsó eliegesedés maximuma (Last Glacial Maximum)
MAT	éves átlagos középhőmérséklet (mean annual temperature)
MC-ICP-MS	multikollektoros induktív csatolású plazmatömegspektrométer
MCMC	Markov-lánc Monte Carlo szimuláció
MICADAS	kisméretű (mini) AMS rendszer radiokarbon kormeghatározásra
MPI-ESM	Max-Planck-Institut für Meteorologie Föld rendszer modellie
NAO	Észak-atlanti Oszcilláció
NGRIP	North Greenland Ice Core Project
NEEM	North Greenland Eemian Ice Drilling
OxCal	az Oxfordi Egyetem ¹⁴ C kalibráló programja
PFT	potenciális forrásterület
PM_{10}	10 um alatti szemcsék frakciója
TC/EA	magas hőmérsékletű konverziós elemanalizátor
TIMS	termikus (vagy hő-) ionizációs tömegspektrometria
TJ	júliusi középhőmérséklet
T _{JJA}	a nyári időszak (június-július-augusztus) átlagos hőmérséklete
T _{MO}	május-október közötti időszak átlagos hőmérséklete
TOP20/50	20/50 legnagyobb por(vihar)os esemény
$T\Delta_{47-h\acute{e}i}$	csigahéjak kapcsoltizotóp-összetételéből számolt hőmérséklet (°C)
SPG	szubpoláris óceáni köráramlat (subpolar gyre)
USGS	Amerikai Egyesült Államok Geológiai Szolgálata
U-arány	lösz szemcseméret két frakciójának aránya (16–44 µm/5.5–16 µm)
VSMOW	átlagos (hipotetikus) tengervíz (Vienna Standard Mean Ocean Water)

VPDB	Pee Dee Formáció belemnitesz (Vienna Pee Dee Belemnite)
WRF-Chem	Időjárási és Kutatási Előrejelző modell kémiával
Δ_{47}	a CO ₂ 47-es tömegszámú izotopológjainak (dominánsan ¹³ C ¹⁸ O ¹⁶ O)
	sztochasztikus eloszláshoz viszonyított anomáliája (‰)
$\Delta_{47- m h\acute{e}j}$	csigahéjak kapcsoltizotóp-összetétele (‰)
$\delta^{13}C_{hej}$	csigahéj szénizotóp összetétele δ-értékben kifejezve (‰)
$\delta^{18}O_{hej}$	csigahéj oxigénizotóp összetétele δ-értékben kifejezve (‰)
$\delta^{18}O_{test}$	csiga testfolyadékának oxigénizotóp összetétele δ-értékben kifejezve (‰)
εNd(0)	jelenkori (nem időkorrigált) neodímium izotóp összetétel epszilon értékben kifejezve a CHUR-hoz képest
εHf(0)	jelenkori (nem időkorrigált) hafnium izotóp összetétel epszilon értékben kifejezve a CHUR-hoz képest

1. Bevezetés

Grönlandi jégfúrások oxigénizotóp és észak-atlanti tengeri üledékek foraminifera összetétel adatainak tanúsága szerint az utolsó globális eljegesedés során megismétlődő, hirtelen éghajlatváltozások következtek be, amelyek az Atlanti-óceán északi részére összpontosultak (Alley et al., 2003; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Ez egy klimatikus szempontból kulcsfontosságú régió, ahol erőteljes szélrendszerek találkoznak a tengeri jég legdélebbi kiterjedésével és olyan óceáni áramlatokkal, amelyek a konvekció révén kapcsolatban állnak az óceán mélyebb régióival (Lynch-Stieglitz et al., 2007; Li & Born, 2019). Manapság egyre nagyobb aggodalomra ad okot, hogy a növekvő CO₂ koncentráció és a globális felmelegedés a közeljövőben az éghajlati rendszerben bekövetkező gyors változások globális eseménysorához vezet (Lenton et al., 2019), amelyeket nehéz modellezni és előre jelezni, és amelyek globális veszélyt jelentenek a civilizációra. A fordulópontok előrejelzésének nehézségei annak köszönhetők, hogy az éghajlati rendszerben a hirtelen események során fellépő visszacsatolásokról csak korlátozott ismereteink vannak. Ez nagyrészt igaz a légköri por szerepére is, amely különböző fizikai és biogeokémiai folyamatok és visszacsatolások révén közvetlen és közvetett hatást gyakorol a globális éghajlatra (Sokolik & Toon, 1996; Tegen et al., 1996; Satheesh & Krishna Moorthy, 2005; Mahowald, 2011). Tehát ennek minél pontosabb megismerése alapvető jelentőséggel bír a Föld-rendszer globális klímát érintő, összetett folyamatainak megértésében, mely hozzájárul a globális és regionális klímamodellek előrejelzési képességeinek finomításához. Ezen modellek tesztelése és validálása sok esetben a legutolsó eljegesedés fizikai/éghajlati viszonyaira támpontot nyújtó paleoklíma rekonstrukciók adataira épül (Braconnot et al., 2012; Harrison et al., 2014; Zhu et al., 2021).

Az utolsó eljegesedés hirtelen éghajlati változásainak egyik legjobb archívuma a grönlandi jégtakaró. A jégmagok nagy felbontású oxigénizotópos (δ^{18} O) adataj azt mutatják, hogy az általában hideg glaciális éghajlatot az utolsó eljegesedés során számos gyorsan, évtizedek alatt kialakuló felmelegedési periódus (interstadiális, 1. ábra) szakította meg (Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993; Steffensen et al., 2008). Grönlandon az úgynevezett Dansgaard-Oeschger (D–O) ciklusok során a levegő hőmérséklete évtizedek alatt 5–16 °C-kal emelkedett (Huber et al., 2006; Kindler et al., 2014), majd kevésbé gyors hőmérséklet csökkenés következett be, ami végül hideg stadiálisokban kulminált (Bond et al., 1993; Menviel et al, 2020), amelyet bizonyos esetekben intenzív jéghegy borjadzással járó, úgynevezett Heinrichesemények kísértek (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992; Hemming, 2004). Ez a D-O típusú éghajlati változékonyság porkoncentráció- és részecskeméret-változásokkal párosult (1. ábra). Az interstadiálisok során a Ca²⁺-ionok, azaz a kontinentális területekről származó ásványi por koncentrációjának gyors csökkenését az aeroszolok méretének csökkenése, míg a stadiálisok során a porkoncentráció lassabb emelkedését a szemcseméret-eloszlások móduszának növekedése kísérte (Fuhrer et al., 1999; Ruth et al. 2003). A por jellemzőinek e hirtelen változásait a légköri tartózkodási idő, a szállítási távolság, a poláris légköri cella kiterjedése és a kontinentális forrásterületek aktivitásának és ariditásának változásai intenzitása. magyarázhatják (Hansson, 1994; Mayewski et al., 1994; Steffensen, 1997; Ruth et al., 2003; Fischer et al., 2007), mindazonáltal a változások ok-okozati mechanizmusainak részletei továbbra is tisztázatlanok. Az NGRIP (North Greenland Ice Core Project) jégmag δ^{18} O és por (Ca^{2+}) koncentráció adatsorainak összehasonlítása azt mutatta, hogy a porkoncentráció $\delta^{18}O$ hoz képesti változásának átlagos késése 1 ± 8 év az utolsó glaciális ciklus összes D-O eseményét figyelembe véve (Ruth et al., 2007). A porkoncentráció és a δ^{18} O változásának ezt az egyidejűségét nemrégiben az NGRIP és a NEEM (North Greenland Eemian Ice Drilling) jégmagok adatainak nagyobb felbontású elemzései is megerősítették (Erhardt et al., 2019, Capron et al., 2021), ami arra utal, hogy a kontinentális források és Grönland éghajlata az utolsó eljegesedés során szorosan összekapcsolódott (Ruth et al., 2007; Schüpbach et al., 2018). Ennek a kapcsolt válasznak a háttérmechanizmusai azonban az északi félteke nagy területein továbbra

is alig ismertek. Ilyen szempontból a grönlandi jégmagokban talált glaciális por forrásának (forrásainak) felderítése kulcsfontosságú kérdés, amely lehetővé teszi a porkibocsátás fő környezeti tényezőinek közelebbi megismerését, valamint betekintést nyújt a D–O események során jellemző főbb porszállítási útvonalakba és légköri keringési mintázatokba. Ez elősegíti a por és az éghajlat közötti, évtizedes/évszázados és évezredes időskálán jelentkező visszacsatolások jobb megértését, valamint a különböző légkörzési mintázatok szerepét a por északi félteke feletti szállításában.



1. ábra: Dansgaard-Oeschger (D-O) események proxy adatsorai a közép-grönlandi NGRIP jégmagfúrásból 10 és 50 ezer év között. a) A jégmag oxigénizotóp (δ^{18} O) adatsora (a grönlandi interstadiális események piros számokkal jelölve, Rasmussen et al., 2014), b) a jégmagban mért porkoncentráció (Ca²⁺-ionok) és c) a jégbuborékok nitrogénizotóp (δ^{15} N) összetétele alapján készült hőmérséklet rekonstrukció (Kindler et al., 2014). A korskála alapja mindhárom proxy adatsor esetén a GICC05 kronológia (b2k=2000 előtt, Svensson et al., 2008; Wolff et al., 2010), a Heinrich-események (H-val jelölve) pozíciója Hemming (2004), Sanchez Goñi & Harrison (2010) és Menviel et al. (2020) után, a tengeri oxigénizotóp stádiumok (MIS) Lisiecki & Raymo (2005) és a <u>https://lorraine-lisiecki.com/LR04 MISboundaries.txt</u> weboldal alapján (utolsó megtekintés: 2022. július 13.). A porforrások azonosításához használt mintákat apró piros téglalapok jelölik a Ca²⁺ adatsor 25 ezer évnél lévő csúcsa körül (további információ a 2.1.1. alfejezetben).

A GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2) és a GRIP (Greenland Ice Core Project) jégmagokban található, az utolsó eljegesedés maximuma (LGM) során kiülepedett aeroszolok agyagásványtani és Sr-Nd-Pb izotópos összetételének korai tanulmányai azt sugallták, hogy a por a kelet-ázsiai sivatagokból (pl., Góbi, Takla-Makán) és/vagy a kínai lösz-fennsík (CLP) üledékeiből származnak. A jégmagok porának ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotópösszetétele azonban csak a

cirkum-pacifikus régió vulkáni anyagának 10-25%-os hozzákeveredésével volt magyarázható (Biscaye et al., 1997; Svensson et al., 2000). Későbbi munkák részben alátámasztották ezt a kelet-ázsiai eredetet (Burton et al., 2007; Meyer et al., 2017; Han et al., 2018) és a Dye-3 jégmagban található preindusztriális aeroszolok (Lupker et al., 2010) valamint az NGRIP jégfúrás helyszínéről gyűjtött modern por (Bory et al., 2003) esetében is felvetették ezt a kapcsolatot. E modell széles körű elfogadottsága ellenére a por forrásait máig sem sikerült egyértelműen behatárolni, mert épp a fent idézett munkák más potenciális porforrásokat is javasoltak Közép-Grönland vonatkozásában, beleértve Afrikát is (Lupker et al., 2010; Meyer et al., 2017; Han et al., 2018). A kép még tovább bonyolódott a közép-európai források lehetőségének felmerülésével, amit egy korai munkámban vetettem fel. Azt találtam, hogy a kárpát-medencei LGM löszminták <5 µm-es frakcióinak Sr-Nd izotópos összetételei részben átfedésben vannak a GISP2 és a GRIP jégmagokból származó korabeli pormintákéval és ezek izotópos összetétele önmagában megmagyarázza a jégmagokban talált aeroszolok ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr és ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd izotóparányait anélkül, hogy vulkáni források hozzájárulására szükség lenne (Újvári et al., 2012). Ezen a nyomon elindulva vittem tovább a kutatást, amelyben célom volt, hogy az NGRIP jégmagból utolsó glaciális pormintákat szerezzek, a potenciális porforrásokból származó minták körét kibővítsem és a por lehordási terület meghatározása szempontjából új izotóp-geokémiai indikátorokat (agyagfrakció hafnium és hidrogénizotóp-összetétele) felhasználva minden eddiginél alaposabban közelítsem meg a közép-grönlandi jégmagokban lévő utolsó glaciális por forrásainak problémáját. Ezen munka tudományos eredményei képezik a jelen rövid értekezés egyik fő témáját, amely azonban szervesen kapcsolódik a másik, a következőkben bemutatott kutatási irányhoz.

Az Észak-Atlantikumban megjelent D-O események hatása az északi félteke nagy részére kiterjedt (Voelker, 2002) és ezt a típusú éghajlati variabilitást később pontosan datált cseppkövekben is azonosították Európában (Genty et al., 2003; Fleitmann et al., 2009; Luetscher et al., 2015) és Ázsiában (Wang et al., 2008), illetve tavi üledékekben is kimutatható volt (Allen et al., 1999; Magyari et al., 1999; Müller et al., 2011; Sümegi et al., 2013; Sirocko et al., 2016; Stockhecke et al., 2016; Duprat-Oualid et al., 2017). A D-O események nyomait a kiteriedt európai és kelet-ázsiai löszlerakódások szemcseösszetétel adatsoraiban (Rousseau et al., 2002, 2007; Antoine et al., 2009a,b; Sun et al., 2012) és csigafaunáikban (Sümegi & Krolopp, 2002; Moine et al., 2008; Sümegi et al., 2019) is felfedezni vélték, ezek azonban a löszkronológiák pontatlansága miatt nem voltak egyértelmű bizonyítéknak tekinthetők. A lösz üledékek kormeghatározására legszélesebb körben alkalmazott lumineszcens módszerek általában pontos korbecsléseket adnak (Novothny et al., 2011; Stevens et al., 2011), de túl nagy hibahatárokkal rendelkeznek az évszázados/évezredes léptékű környezeti változások időbeliségének és a mögöttes mechanizmusoknak a vizsgálatához (Stevens et al., 2008; Újvári et al., 2014), beleértve a porfelhalmozódás rövid időléptékű változásait a kontinenseken. Így annak ellenére, hogy globálisan elterjedtek és szorosan kötődnek a fő globális porforrás régiókhoz, a lösz üledékek eddig a szárazföldi porkibocsátás és -felhalmozódás évezredes vagy annál rövidebb időskálájú variabilitására vonatkozó információk nagyrészt kiaknázatlan forrásai maradtak. Ez sajnos az éghajlat és a szárazföldi eredetű légköri por közötti visszacsatolások megértésének egyik fő akadálya volt. A kisméretű csigák nagy pontosságú gyorsító tömegspektrometriás (AMS) radiokarbon kormeghatározása terén a közelmúltban elért első eredmények (Pigati et al., 2010, 2013; Újvári et al., 2014) arra sarkalltak, hogy további vizsgálatokat végezzek a löszben élő kisméretű (héj<10 mm) csigafajok ¹⁴C kormeghatározása területén és bizonyítsam azok használhatóságát nagy pontosságú kormélység modellek létrehozására. Mindezek fő célja volt, hogy a dunaszekcsői lösz rétegsor igen nagy felbontású (5 cm) radiokarbon kormeghatározásával kvantitatív alapon bizonyítsam a D-O események porfelhalmozódásra gyakorolt hatását a Kárpátmedencében, illetve tágabb értelemben Kelet-Közép-Európában. Ennek megvalósítása új

lehetőséget kínált arra, hogy eddig nem látott betekintést nyerjünk a földi porciklus évezredes és évszázados léptékű időbeli változásaiba. A csigahéjak aragonit anyaga ezen felül szén/oxigén stabilizotópos (δ^{13} C és δ^{18} O), valamint kapcsoltizotóp (Δ_{47}) vizsgálatokra is módot adott, melynek révén a Kárpát-medence egykori környezeti-éghajlati viszonyaira (hőmérséklet, csapadék) is következtetni lehetett két, az LGM-ot közvetlenül megelőző stadiális/interstadiális átmenet során. A csigahéjak ilyen irányú, újszerű felhasználása alapvető fontosságúnak bizonyult, figyelembe véve, hogy más környezeti archívumokból kvantitatív őshőmérsékleti információ nem vagy igen ritkán nyerhető ki erre az időszakra. Munkám ezen részének kiemelt célja volt, hogy betekintést nyerjek az utolsó jégkorszak alatt bekövetkezett D–O felmelegedéseknek a kelet-közép-európai helyi éghajlati viszonyokra gyakorolt hatásaiba, és jobban megértsem, hogy ezen hirtelen klímaesemények milyen légköri átviteli mechanizmusokon keresztül befolyásolták a kontinens ezen részének őskörnyezeti viszonyait.

2. Módszerek

2.1. Grönlandi por forrásainak vizsgálata

2.1.1. Minták és előkészítés

A kutatásaim során az NGRIP jégmag négy pormintáját vizsgáltam, amelyek az LGM egyik legnagyobb porfelhalmozódású időszakából származnak, amely a GS-3 stadiálishoz és a H2 Heinrich-eseményhez köthető (1. ábra). A 3327, 3326, 3323 és 3306-3307 mintatáskák részlegesen lefedik a 1829,85-1818,30 m közötti fúrásmélységet, és 25640-25604, 25604-25567, 25491-25453 és 24924-24859 GICC05 b2k évek közötti időintervallumokat reprezentálnak. A vizsgált poranyagot egyenként ~ 0,6 kg jég (kivéve a 3306-3307-es kombinált zsákokat: ~ 1 kg) szobahőmérsékleten történő megolvasztásával nyertük, a külső 3-5 mm jégréteg eltávolítását követően. Az olvadt jégmintákat savval tisztított Savillex PFA teflon tégelyekbe gyűjtöttük és a Bécsi Tudományegyetem tisztatér laborjában 50 °C-on szárítottuk. Ezt követően a kinyert poranyagot gyenge (0,5 mol/L) ecetsavval kezeltük 1 órán keresztül a karbonátok és tengeri eredetű só aeroszolok eltávolítása érdekében, Svensson et al. (2000) munkáját követve. Az ezt követő izotópösszetétel elemzések mind az enyhe savazással eltávolított frakcióra, mind pedig a visszamaradt aluminoszilikát frakciókra is kiterjedtek.

A vizsgálatok során használt potenciális forrásterület (PFT) minták közé modern talajminták, sivatagi dűnehomokok, folyóvízi és tavi üledékek, valamint késő negyedidőszaki löszlerakódások tartoznak, amelyekről térkép és részletes lista az Újvári et al. (2022) által közölt tanulmányban található. A lösz üledékeket lumineszcens vagy radiokarbon kormeghatározással datált rétegsorokból gyűjtöttük és a legtöbbjük az adott forrásrégiók által az LGM vagy utolsó jégkorszak során kibocsátott port (L1 lösz) reprezentálja. Kamcsatkáról két holocén korú horzsakő lerakódást is vizsgáltunk, az egyiket (KHG) már korábban grönlandi jégmagokban is azonosították (Cook et al., 2018). A szemcseméret és az ásványtan izotópos összetételre gyakorolt hatásának minimalizálása, valamint annak biztosítása érdekében, hogy a PFT és a jégmag porminták azonos szemcseméretű frakcióit hasonlítsuk össze, a PFT mintákat 5 µm-es, hidrofób Mitex filteren és/vagy nedves ülepítéssel (Stokes-törvény) választottuk szét (további információk: Újvári et al., 2022). A <5 és <2 µm-es frakciókat ezt követően 0,5 mol/L ecetsavban 1 órán keresztül, majd röviden 30%-os H₂O₂- vel kezeltük a másodlagos karbonátok és szerves anyagok eltávolítása érdekében. A visszamaradt alumínium-szilikát frakciókat Milli-O vízzel mostuk át és végül 50 °C-on szárítottuk a későbbi röntgendiffrakciós (XRD) és izotópelemzésekhez.

2.1.2. Röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok

Az agyagásvány-összetétel elemzésekhez a teljes kőzet mintákat hígított H₂O₂-vel kezeltük a szerves anyagok eltávolítása érdekében. Ezt követően a mintákat 3 percig ultrahangoztuk 400 W-os ultrahangos fürdőben. A <2 µm-es frakciókat Atterberg-hengerben történő ülepítéssel választottuk le és 50 °C-on szárítottuk. A homogenizált mintákat ezután K⁺ és Mg²⁺ ionokkal telítettük, majd orientált minták készültek 10 mg agyag 1 ml vízben történő diszpergálásával. Az orientált, K- és Mg-ionokkal telített mintákat levegőn szárított állapotban és 60 °C-on etilénglikollal vagy glicerinnel történő 24 órás gőzoldást követően elemeztük a duzzadó agyagásványok (szmektit és vermikulit) azonosítására. További K-telített mintákat 550°C-ra hevítettünk a kaolinit és a duzzadó agyagásványok eltávolítása érdekében. Az előkészített agyagmintákat Panalytical PW 3040/60X'Pert PRO diffraktométerrel (CuKα sugárzás, 40 kV, 40 mA, 0,0167 lépésköz, lépésenként 5 mp) vizsgáltuk, a röntgenspektrumokat Moore & Reynolds (1997) szerint értelmeztük. A minták agyagásványos összetételét Biscave (1965) nyomán számszerűsítettük, ahogyan azt Svensson et al. (2000) is leírták. A Mg- és glicerinnel telített mintákban az agyagásványok csúcsterületeit a Panalytical X'Pert Highscore plus szoftver segítségével határoztuk meg. További részletek találhatók az Újvári et al. (2022) publikációban.

2.1.3. Sr-Nd-Hf izotóp elemzések

A munkám során minden izotópgeokémiai vizsgálatokhoz szükséges kémiai elválasztást a Bécsi Tudományegyetem Litoszférakutatási Tanszékének PicoTrace 100-as osztályú tisztatér laboratóriumában végeztem. A vizsgálathoz használt vegyszerek, laboratóriumi eszközök, valamint az elemelválasztások és -tisztítások oszlopkémiáját illető részletek Újvári et al. (2021b) tanulmányában találhatók meg. Az előkezelt NGRIP és PFT porminták feloldására vonatkozó részleteket és az ezzel kapcsolatos tesztek eredményeit a 3.1.1. fejezetben tárgyalom, mert ezek új tudományos eredmények. A Sr és Nd izotópok tömegspektrometriás méréseit a Bécsi Tudományegyetem Litoszférakutatási Tanszékén végeztük egy Thermo-Finnigan Triton TI multikollektoros TIMS műszerrel, statikus üzemmódban. A mérés során a tömegfrakciónációt a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194, illetve ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,721903 értékekre korrigáltuk. Az NGRIP és PFT porminták mért ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr és ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd izotóparányait az NBS987 és a La Jolla izotópstandardok 0,710248 és 0,511858 referencia izotóparányaira normalizáltuk az elemzések során mért NBS987 és La Jolla izotóparányok segítségével (a mért értékekről bővebben: Újvári et al., 2022). Az izotóparányok bizonytalanságai az átlag 2 standard hibáját (2SE) jelentik.

A Hf izotóp-összetétel elemzéseket egy Thermo Neptune Plus multikollektoros induktív csatolású plazmatömegspektrométerrel (MC-ICP-MS) végeztük, amely egy Aridus 3 porlasztó mintaadagolóval volt felszerelve (100 µl/perc áramlási sebességgel) a debreceni Atommagkutató Intézetben (ATOMKI). A műszer finomhangolását megelőzően a Faraday-kalitkák nyereség-kalibrálását is elvégeztünk, melyekről részletesebb információk az Újvári et al. (2021b) szakcikkben olvashatók. A ¹⁷²Yb, ¹⁷⁴Hf és ¹⁷⁵Lu izotópokat 10¹³ Ω , míg a többit (¹⁷⁶Hf, ¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁸Hf, ¹⁷⁹Hf és ¹⁸⁰Hf) 10¹¹ Ω -os erősítőkkel mértük. A Faraday-kalitkák kiosztását, a különböző (pl izobár interferencia) korrekciókat és a JMC-475 Hf izotóp standard mérési eredményeit Újvári et al. (2021b) részletesen ismerteti. A mért ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotóparányokat a JMC-475 elfogadott ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotóparányára normalizáltuk. A korrigált Hf izotóparányok és ezek mérési hibái az átlagot és az átlag 2 standard hibájának (2SE) értékeit jelentik. Az Nd és Hf izotóparányokat epszilon értékekben adjuk meg, a jelenkori kondritikus egységes rezervóár (chondritic uniform reservoir, CHUR) Bouvier et al. (2008) által javasolt 0,512630±0,000011 értékeit felhasználva, az alábbiak szerint:

$$\varepsilon Nd(0) = \left(\frac{{}^{143}Nd/{}^{144}Nd_{minta}}{{}^{143}Nd/{}^{144}Nd_{CHUR}} - 1\right) \times 10000$$
(1)

és

$$\varepsilon Hf(0) = \left(\frac{\frac{176}{Hf}}{\frac{176}{Hf}} - 1\right) \times 10000$$
(2)

2.1.4. Hidrogénizotóp-összetételi elemzések

Az NGRIP por és a PFT minták finom frakciói (<5 és <2 µm) víztartalmának és ²H/¹H izotóparányainak mérése magas hőmérsékletű (1450 °C) redukciós módszerrel történt a Lausanne-i Egyetemen, He vivőgázzal és TC-EA segítségével, ami egy gázkromatográfiás oszlopon keresztül kapcsolódott egy Thermo-Finnigan Delta Plus XL tömegspektrométerhez (Sharp et al., 2001; Bauer & Vennemann, 2014). A minták tömege 0,3 és 2,3 mg között mozgott. Az adszorbeált felületi és rétegközi víz eltávolítása érdekében a finom szemcséjű agyagszeparátum mintákat vákuumban, 250 °C-on 3 órán keresztül dehidratáltuk, majd ezt követően kis törőpecsétes csövekben izoláltuk egészen a mérésekig, ami lehetővé tette speciálisan az agyagokban szerkezetileg kötött víz izotópos elemzését (Bauer és Vennemann, 2014). Agyagstandardokkal végzett tesztek azt mutatták, hogy a TC/EA módszer pontos ²H/¹H izotóparány méréseket tesz lehetővé és a cink (Zn) alapú módszerhez hasonló pontosságot és reprodukálhatóságot biztosít (Bauer és Vennemann, 2014). Az eredményeket a standard deltajelölésben δ^2 H (= δ D) értékekként adjuk meg a VSMOW-hoz képest ezrelékben (‰) kifejezve. A hidrogénizotóp-elemzésekhez házon belül használt kaolinit és G1 biotit standardok pontossága 2 ‰-nél jobb. Minden érték a K-17 kaolinit standard –125 ‰ és az NBS-30 –65‰ értékével lett normalizálya.

2.1.5. Porciklus és -transzport modellezések

Az LGM porciklus Európára vonatkozó nagy térbeli (50 km-es gridek) és időbeli felbontású (6 órás kimeneti intervallum) szimulációi a Weather and Research Forecast model with Chemistry (WRF-Chem; 4.1.2 verzió, Skamarock et al., 2019) segítségével történtek. A WRF-Chem modellben a por kibocsátására, szállítására és lerakódására vonatkozó számítások a GOCART modell (Chin et al., 2000, Ginoux et al., 2001) aeroszolfizikai algoritmusaival történtek és a porciklus szimulációkban a WRF-Chem kizárólag "por üzemmódban" futott. A porkibocsátás szimulálása az aeroszolok mérete szerinti felbontásban (5 porkibocsátási méretosztály: 0-2, 2-3,6, 3,6-6, 6-12 és 12-20 µm), a Kölni Egyetem porkibocsátási sémája (Shao, 2004) alapján zajlott. A potenciális porforrások területeinek meghatározása Ginoux et al. (2001) megközelítése szerint történt. A WRF modell lefuttatására a Max-Planck-Institut für Meteorologie Föld rendszer modellje (MPI-ESM-P, Jungclaus et al., 2012) által a Paleomodel Intercomparison Project (PMIP3, Braconnot et al., 2012) 3. fázisa során végzett globális LGMszimulációból (1,875°x1,875° vízszintes rácsháló távolság) származó kezdeti és 6 órás laterális peremfeltételek felhasználásával került sor, beleértve az időben változó tengeri jeget és a tengerfelszín hőmérsékleteket is. A WRF LGM porszimulációjának futási ideje 32 évet ölelt fel, ahol a modell felpörgési ideje miatt az első két év figyelmen kívül lett hagyva az elemzésben. A modelltartomány magában foglalta az Atlanti-óceán északi részét és Európát, a Brit és a Fennoskandináv-jégtakaróval együtt. Ezen tartomány vízszintes rácsosztása 50 km-es. Az alkalmazott egyéb fizikai paraméterezéseket és konkrét modellbeállításokat az Újvári et al. (2022) által publikált tanulmány tartalmazza részletesen.

A szimuláció eredményeinek feldolgozását tekintve, a porfelhalmozódás éves ciklusának elemzéséhez az 50 legintenzívebb poros eseményt (TOP50) választottuk ki a Grönland középső

része (É.sz. 70-80°, Ny.h. 35-45°) feletti átlagos napi akkumulációs ráták alapján. Ezen felül a 20 legintenzívebb porvihart (TOP20) a WRF modell kimenetéhez igazított LAGRANTO (Sprenger & Wernli 2015) szoftvercsomag segítségével is elemeztük, amelynek célja a forrásterületek, valamint az ezektől Grönland középső része felé tartó transzportútvonalak és tranzitidők meghatározása volt. Minden egyes TOP20 eseményhez 150 db trajektóriát (ún. "backward trajectory") számoltunk ki, visszavezetve ezeket a porforrás régiókba. Kizárólag olyan trajektóriákat vettünk figyelembe, amelyek olyan régió felett haladnak el, ahol az adott időpontban ténylegesen porkibocsátás történt.

2.2. Kormeghatározással és paleoklíma rekonstrukcióval kapcsolatos vizsgálatok

2.2.1. Mintavételezés

A paleoklíma rekonstrukciók a dunaszekcsői lösz rétegsorból (É.sz. 46°05'25", K.h. 18°45'45", 135 m tengerszint feletti magasság) történtek. Ez a helyszín a Dunántúli-dombság DK-i peremén található, ahol az évi középhőmérséklet 11,6±0,7 °C, az átlagos évi csapadékmennyiség 575 mm (Sátorhely meteorológiai állomás 1998-2003 közötti adatai). A csapadék stabilizotóp-paraméterek alapján a térségben a mai csapadék elsősorban a mediterrán régióból származik (Kern et al., 2020), amelyhez hozzájárul a helyi, az atlanti térségből, illetve Észak- és Kelet-Európából származó nedvesség is (Bottyán et al., 2017).

A szemcseméret-összetételi elemzések vonatkozásában a mintavételezés 5 cm-es felbontással zajlott egy földcsuszamlás által 2008-ban frissen feltárt, de a mintavételezés előtt gondosan megtisztított lösz-paleotalaj sorozat két egymást átfedő profilján. A radiokarbon kormeghatározások céljából szintén 5 cm-es mélységfelbontással gyűjtöttünk mintákat a rétegsor 4,85-8,40 m mélységek közötti részén, míg a szekvencia 2,50-4,85 és 8,40-10,45 m közötti részén 10–30 cm-es felbontással. A ¹⁴C kormeghatározáshoz 15×5×10 cm (szélesség/magasság/hosszúság) méretű blokkokat vágtunk ki a lösz üledékből és a mintatömböket ezt követően a laboratóriumban desztillált vízben áztatva szuszpendáltuk. A faszén maradványokat és a csigahéjakat az üledék 1 mm-es szitán keresztül történő átmosásával nyertük ki, majd 50 °C-on szárítottuk és kesztyűvel, valamint előre megtisztított csipesz segítségével kézzel szedtük ki, hogy elkerüljük a modern szénszennyezést. A faj (vagy család) szintű azonosítás után a molluszka héjakat alufóliába csomagoltuk és zárt műanyag zacskókba helyeztük. A faszéndarabokat hasonló módon, de a csigahéjaktól elkülönítve kezeltük és csomagoltuk. A radiokarbon méréseket OSL/IRSL-datálással is igazolni próbáltuk, de ezeket a rövid értekezés szempontjából másodlagos jelentőségűnek tekintjük, így az ezzel kapcsolatos mintavételezésekről és mérésekről itt bővebben nem írunk, ezekről információ az Újvári et al. (2014) tanulmányban található. A csigahéj stabil szén/oxigén és kapcsoltizotóp-elemzések szintén $15 \times 5 \times 10$ cm (szélesség/magasság/hosszúság) céliából vett minták méretű üledékblokkokból származnak rétegsor 8,35-7,75 és 6.95-6.15 közötti а m mélységintervallumaiból. A csigahéjakat a radiokarbon elemzésekhez hasonlóan nyertük ki, majd a faji szintű azonosítás mikroszkóp alatt történt. A héjak ezt követően zárt műanyag zacskókba kerültek a stabilizotóp-elemzésekig.

2.2.2. Radiokarbon kormeghatározás

A faszenek és csigahéjak radiokarbon kormeghatározásra történő előkészítése és azok gyorsító tömegspektrometriás (AMS) mérése egy kompakt AMS rendszerrel (MICADAS) történt a debreceni ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában. A faszén darabok ¹⁴C mérések előtti tisztítása a standard sav-bázis-sav (ABA) módszerrel történt (Jull et al., 2006). Az utolsó savas mosást követően a minták többszöri desztillált vizes mosása semleges pH-érték eléréséig zajlott, majd ezeket 60 °C-on, illetve fagyasztva szárították. A szárított faszenek égetése az első kísérletek során CuO felhasználásával egy lépésben 1000 °C-on (ABA-

OSC₁₀₀₀), online égetőrendszerben történt, míg a későbbi kísérletekben tiszta O₂ gáz atmoszférában 400, majd 800 °C-on (ABA-TSC₄₀₀ és ABA-TSC₈₀₀, Újvári et al., 2016b). Két alacsony széntartalmú minta mérése az AMS-hez csatlakoztatott gázionforrással történt. A csigahéjak ultrahangos mosását követően gyenge savas (2%-os HCl) maratás történt a felületi szennyeződések eltávolítása érdekében, aminek következtében az eredeti tömeg 20-30%-a eltávolításra került. Szárítás után a minták feloldása foszforsavval történt. A CO₂ gáz fejlesztésére a héjak savas hidrolízisével került sor 75 °C-on, majd további kriogén úton történő tisztítást követően zajlott ennek grafitizálása (Molnár et al., 2013). A konvencionális radiokarbon korokat az OxCal online (4.2 verzió; Bronk Ramsey, 2009) és az akkoriban legfrissebbnek számító IntCal13 kalibrációs görbe (Reimer et al., 2013) segítségével számoltuk át naptári korokká.

2.2.3. Kompozit profil létrehozása, kor-mélység modellezés és porfluxus számítások

Miután két átfedő profil mentén történtek a mintázások Dunaszekcsőn, így egy kompozit profilt kellett létrehozzunk, melyet az AMS¹⁴C korok és az 1. és 2. profilban mért szemcseméreteloszlások lösz medián szemcseátmérő (D50lösz) értékeinek felhasználásával kaptunk. A megközelítés érvényességét ezt követően Monte Carlo szimulációval ellenőriztük az "Intra-site correlation age modelling" (ISCAM) kóddal (Fohlmeister, 2012). További részletek az Újvári et al. (2017) szakcikkben találhatók. A Bayes-féle kor-mélység modellezést 125 radiokarbon adatpont alapján a Bacon kód (Blaauw & Christen, 2011) segítségével végeztük el. Az inverz felhalmozódási rátákat (üledékképződési idők, év/cm) 35,6 millió Markov-lánc Monte Carlo (MCMC) iterációból becsültük és ezek az értékek alkotják a kor-mélység modellt. Az inverz felhalmozódási rátákat első körben az alapértelmezett előzetes (prior) információkkal nyertük: acc.shape=1.5 és acc.mean=20 a gammaeloszláshoz, valamint mem.mean=0.7 és mem.strength=4 a bétaeloszláshoz. Ez utóbbi paraméterek az inverz felhalmozódási rátákra vonatkozó memóriahatást (vagy autokorrelációt) határozzák meg. A kormodellezést úgy futtattuk, hogy 5 cm-es végső felbontást érjünk el. Egy második kísérlet során, ami egy érzékenységi teszt volt, a paramétereket acc.shape=2 és acc.mean=20, valamint mem.mean=0,4 és mem.strength=17 értékekre állítottuk be az első modellezési kísérletből származó poszterior gamma- és bétaeloszlások alapján. Bár az 1. és 2. számú kormodell esetében csak jelentéktelen különbségeket találtunk, a második kor-mélység modellt használtuk a proxy adatok értelmezéséhez, mert az utólagos (poszterior) gamma és béta eloszlások jobban illeszkedtek a második modell előzetes (prior) eloszlásaihoz. Végül a kormodellezést a második paraméterkészlet felhasználásával újra lefuttattuk, hogy egy 1 cm-es felbontású kor-mélység modellt kapjunk (Újvári et al., 2017). Annak érdekében, hogy a dunaszekcsői löszprofil független, ¹⁴C-alapú korskálája összehasonlítható legyen a jégmagok időskálájával (GICC05, b2k=2000 előtt), 50 évet adtunk hozzá a kormodellünkhöz, ami eredetileg 1950 BP-hez kalibrált. További kor-mélység modellezési részletek az Újvári et al. (2017) publikációban találhatók.

Az akkumulációs rátákat (AR) a kapott kor-mélység modell segítségével számítottuk ki a következőképpen

$$AR (m/\acute{e}v) = d_2 - d_1/k_2 - k_1$$
(3)

, ahol d₁₋₂ és k₁₋₂ az egymást követő mélységek és az ezekhez tartozó modellkorok (súlyozott átlag) a profilban. A teljes üledékfelhalmozódási rátákat (bulk mass accumulation rate, BMAR) vagy teljes lösz fluxusokat a

$$BMAR (g/m^2/\acute{e}v) = AR \times \rho_{sz\acute{a}raz} \times f_{eolikus}$$
(4)

egyenlet alapján számoltuk ki, ahol $\rho_{száraz}$ az üledék szárazsűrűségét (g/m³), és f_{eolikus} a szél által szállított (eolikus eredetű) frakciót jelöli. Mivel a típusos lösz teljes egészében szél által felhalmozott üledék, így f_{eolikus} = 1 minden számításnál. A magyarországi löszökre vonatkozó legjobb becslésként 1,5 g/cm³ értéket használtunk a száraz térfogatsűrűségre (Újvári et al., 2010). A más kutatócsoportok által modellezett és a saját, ún. paleo-adatok összehasonlítása céljából a porfelhalmozódási rátákat (dust mass accumulation rate, DMAR) vagy másként a PM₁₀ méretosztály (por)fluxusait a következőképpen számoltuk ki

$$DMAR (g/m^2/\acute{e}v) = AR \times \rho_{sz\acute{a}raz} \times f_{PM10}$$
(5)

, ahol f_{PM10} a teljes kőzet (eolikus lösz) <10 μm-es frakciója (Újvári et al., 2010). Ennek a frakciónak a százalékos arányát lézerdiffrakciós szemcseméret mérésekből határoztuk meg.

2.2.4. Lézerdiffrakciós szemcseméret-elemzések

A lézerdiffrakciós mérések előtt a löszminták (3 g) 10 ml 20%-os H₂O₂-dal és 10 ml 10%-os sósavval történő előkezelésére került sor a szerves anyagok és a karbonátok eltávolítása érdekében. Ezt követően diszpergálószerként 10 ml 0,05 N Na(PO₃)₆-ot adtunk a mintákhoz, amelyeket végül ~1 percig ultrahangos kezelésnek vetettünk alá. Ezek tehát ún. kémiailag teljesen diszpergált minták és a bemutatott lösz szemcseméret adatok ezeken a teljesen diszpergált szemcseméret-eloszlásokon alapulnak.

Kutatásunk során adatokat szerettünk volna nyerni a löszben lévő kvarcszemcsék méreteloszlásairól is, hogy ezeket összevessük a teljes kőzet (lösz) szemcseméreteloszlásokkal. A tiszta kvarcszeparátumok előállításához a levegőn szárított lösz üledékmintákat (egyenként 2 g) 24 órán keresztül mintánként 10 ml 30% H₂O₂-vel kezeltük a szerves anyagok eltávolítása érdekében. Ezt követően 50 ml 6 N HCl-t adtunk a mintákhoz és az oldatot 90-100 °C-on 1 órán át forraltuk a karbonátok és vasoxidok eltávolítása érdekében. A kvarc izolálása a nátrium-piroszulfát (Na₂S₂O₇) fúziós – fluoridsavas (H₂SiF₆) módszerrel történt (Syers et al., 1968). Ez az eljárás tiszta kvarcszeparátumokat eredményezett anélkül, hogy a kvarckristályok szemcseméretét, formáját és felületi textúráját befolyásolta volna.

A löszminták és az ezekből származó kvarcszeparátumok szemcseméretének elemzésére a Pécsi Tudományegyetem Szentágothai János Kutatóközpontjában egy Malvern Instruments Mastersizer 3000 lézer-diffraktométerrel került sor, amely Hydro LV nedves diszpergáló egységgel rendelkezik és 0,01-2100 µm-es mérési tartományban 100 logaritmikus osztályközzel végez méréseket. Az elemzések két fényforrással történtek, egy vörös He-Ne lézerrel 0,633 mm hullámhosszon és egy kék LED-el 0,470 mm hullámhosszon. A diffraktált fény intenzitását 50 érzékelő mérte széles szögtartományban. A víz és a szilárd fázisok törésmutatójára 1,33 és 1,544 (érvényes a kvarcra, valamint a legtöbb agyagásványra és a földpátokra) értékeket használtunk, míg az abszorpciós indexre 0,1-es értéket alkalmaztunk mind a lösz, mind a kvarc esetében. A közölt lösz szemcseméret-elemzések eredményei hét egymást követő lézerdiffrakciós mérés átlagát jelentik, míg a kvarc esetében három ismételt elemzés átlagát. A rögzített adatok feldolgozása a Malvern Mastersizer 3000 szoftverével (3.10es verzió) történt, amely a szórt fény adatait a Mie-szóráselmélet alapján alakította szemcseméret-eloszlásokká. A löszminták és a kvarcszeparátumok medián szemcseméretét (D50_{lösz}/D50_{kvarc}) a Mastersizer 3000 szoftver kimeneti adataiból számítottuk ki (Újvári et al., 2016a).

2.2.5. Csigahéjak szén/oxigén stabilizotóp és kapcsoltizotóp-mérései

A dunaszekcsői löszrétegsorból származó csigahéjak szén/oxigén stabilizotóp-elemzésére először a CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében került sor, majd egy későbbi méréssorozat

a svájci ETH Zürich Geológiai Intézetében végrehajtott kapcsoltizotóp-elemzések során készült. A két különböző laborban végzett méréssorozatok nagyon hasonló eredményekre vezettek, de mivel az értekezés elsősorban az ETH-n végzett elemzések adataira épül, így kizárólag ezek módszertanáról írok az alábbiakban.

Az izotópelemzéseket megelőzően a csigahéjak tisztítása először desztillált vízben történt, majd 5 percig 1%-os sósavban, amit ismét desztillált vizes átöblítés követett, végül szárítás 50 °Con. A méréshez az egész héjak porrá zúzását homogenizáció követte, amivel szerettük volna kiátlagolni a molluszka héjakon belüli inhomogenitásokat. A héjak szén-, oxigén- és kapcsoltizotóp-elemzései egy Thermo Fisher Scientific Kiel IV karbonátfeltáró/előkészítő készülékkel összekapcsolt Thermo Fisher Scientific izotóparány MAT 253 tömegspektrométerrel történtek a Meckler et al. (2014) és Müller et al. (2017) által leírt módszerek szerint. Az adatok normalizálásához minden mérési sorozat során egyenként 5 ismétlés készült az ETH-1 és ETH-2, illetve 10 ismétlés az ETH-3 karbonát standardokon (Bernasconi et al., 2018). A műszer hosszú távú reprodukálhatóságának nyomon követése érdekében az IAEA C2 nemzetközi szabvány két ismételt mérésére került sor az elemzések során. Minden műszeres és adatkorrekció az Easotope szoftverrel (John & Bowen, 2016) történt, a ¹⁷O-korrekcióra vonatkozó, felülvizsgált IUPAC paraméterek felhasználásával (Daëron et al. 2016; Bernasconi et al. 2018). A kapcsoltizotópok esetében szükséges reprodukálhatóság elérése érdekében (pl. Fernandez et al., 2017) minden mintából (90-110 µg) legfeljebb 14 ismétléses elemzés készült, kivéve két olyan esetet, amikor csak 2-3 ismétléshez állt rendelkezésre mintaanyag. Az eredményeket 68 és 95%-os megbízhatósági szinteken közöljük és nem adtuk hozzá a standardizálási hibát, mivel az Easotope szoftver még nem tartalmazza ezt az opciót. A stabil szén- és oxigénizotóp-arányokat a hagyományos δ-jelölés szerint a Vienna Pee Dee Belemnite-hoz (VPDB) viszonyítva ezrelékben (‰) adjuk meg

$$\delta_{minta}(\%_0) = \frac{R_{minta}}{R_{VPDB}} - 1 \tag{6}$$

, ahol R a szén esetében ¹³C/¹²C, az oxigén esetében pedig ¹⁸O/¹⁶O (Coplen et al., 1994). A szén-dioxid 47-es tömegszámú izotopológjainak (dominánsan ¹³C¹⁸O¹⁶O) sztochasztikus eloszláshoz viszonyított anomáliáját a következőképpen határoztuk meg

$$\Delta_{47}(\%_0) = \left(\frac{R_{47}}{R_{47^*}} - 1\right) \times 1000 \tag{7}$$

, ahol R₄₇ a 47-es tömegszámú ritka izotopológok gyakorisága a 44-es tömegszámú, leggyakoribb izotopológhoz viszonyítva, míg R_{47*} ugyanezt az arányt jelöli a minta izotópjainak sztochasztikus eloszlása esetén (lásd pl. Bernasconi et al. 2021). A mérési eredményeket a szén-dioxid egyensúlyi skálára (CDES) vetítettük ki az ETH karbonát standardok felhasználásával (Bernasconi et al., 2018). Az IAEA C2 és ETH-1-3 standardok mérési időszakban nyert hosszú távú reprodukálhatóságairól és egyéb mérési részletekről bővebb információ található az Újvári et al. (2021a) tanulmányban.

2.2.6. Őshőmérsékleti becslések

Az őshőmérsékleti értékeket (°C-ban) a csigák héjának kapcsoltizotóp-összetételéből ($\Delta_{47-héj}$) számoltuk ki a Kele et al. (2015) által publikált travertinó-alapú Δ_{47} -hőmérséklet kalibráció segítségével, Bernasconi et al. (2018) újraszámításai szerint. Ez a kalibráció gyakorlatilag megegyezik a karbonát-sztenderdizálással mért biogén karbonátokon alapuló kalibrációkkal (Jautzy et al., 2020; Anderson et al., 2021; Bernasconi et al., 2021). Zhang et al. (2018) szárazföldi csigákon alapuló kalibrációja ugyanolyan hőmérsékletfüggést mutat, mint

Bernasconi et al. (2018) kalibrációja, de az y-tengely metszéspontja eltérő, ami kissé eltérő abszolút hőmérsékleteket eredményez. Ezt mi inkább a sztenderdizáció okozta (Bernasconi et al., 2021) különbségnek tulajdonítjuk, mint a kalibrációk közötti valódi különbségnek. Ezen okok miatt a munka során előnyben részesítettük a Kele et al. (2015) kalibrációt, amelyet ugyanazokkal az analitikai technikákkal és adatfeldolgozási módszertannal készítettek a szerzők a svájci ETH-n. Korábbi tanulmányok erős korrelációt mutattak ki a környezeti és a csigahéjak kapcsoltizotóp-összetétele alapján rekonstruált hőmérsékletek (T $\Delta_{47-héi}$) között. Ez utóbbi érték általában sokkal magasabb, mint az évi középhőmérséklet (mean annual temperature, MAT) vagy a molluszkák aktív időszakának hőmérséklete (Zaarur et al., 2011; Eagle et al., 2013; Wang et al., 2016; Guo et al., 2019). Laboratóriumi kísérletek kimutatták, hogy a szárazföldi csigák a héjaikat kapcsoltizotóp-egyensúlyban választják ki és a $\Delta_{47-b\acute{e}i}$ a csigák aktív időszakainak átlagos hőmérsékletét (AIH) tükrözi (Zhang et al., 2018). Későbbi vizsgálatok szintén erős kovarianciát találtak az AIH és a TA47-héj értékek között, különösen a nyári szezonban (Zhai et al., 2019) és az április-októberi időszakban (Dong et al., 2020). Mivel az általam vizsgált Trochulus hispidus és Succinella oblonga fajok élő vagy tenyésztett populációin a $\Delta_{47-héi}$ és a környezeti hőmérséklet összefüggéseire vonatkozó tanulmányok egyelőre nem láttak napvilágot, feltételezzük, hogy a T∆47-héj értékek az AIH-ét tükrözik, integrálva ezen állatok 1-2 éves élettartamára. A Δ47-héj értékekből kapott AIH értékeit ~6 hónap (május-október, T_{MO}) átlagos őshőmérsékleteiként értelmeztük, nem pedig a nyári/meleg évszak hőmérsékleteiként. A vizsgált két csigafaj ökológiai igényeiről és az őshőmérsékleti számítások egyéb részleteiről (modern helyi és szubarktikus adatsorok, hőmérsékleti átszámítások) az Újvári et al. (2021a) szakcikk módszertani részében találhatók bővebb információk.

2.2.7. Csapadékviszonyokra (ariditásra) vonatkozó proxy-k

A szárazföldi csigák házát alkotó karbonát (aragonit) szénizotóp-összetétele ($\delta^{13}C_{héj}$) a légköri CO₂-ből, illetve a táplálkozással és egyéb folyadékfelvétellel bevitt karbonátokból származik (Goodfriend & Hood, 1983), de a $\delta^{13}C_{héj}$ elsődleges befolyásoló tényezője a molluszkák táplálkozása (Stott, 2002; Metref et al., 2003; Balakrishnan & Yapp, 2004). Számos tanulmány felvetette, hogy a $\delta^{13}C_{héj}$ a vegetáció összetételének (C₃/C₄) változásait tükrözi (Goodfriend & Magaritz, 1987; Goodfriend & Ellis, 2002). Azonban a vízhiány okozta stressz a tiszta C₃ növényközösségeken belül kevésbé negatív δ^{13} C értékeket eredményezhet (Kohn, 2010; Prendergast et al., 2017), így a $\delta^{13}C_{héj}$ nem értelmezhető kizárólag a C₃/C₄ növények arányának változásaként (Dong et al., 2020). Mindazonáltal mindezen tanulmányok egyetértenek abban, hogy a szárazság elsődlegesen és talán a legnagyobb mértékben befolyásolja a szénizotóp-összetételt, így a pozitívabb $\delta^{13}C_{héj}$ értékek a csökkent csapadék és fokozott párolgás időszakát tükrözik.

A csigák testnedveinek ($\delta^{18}O_{test}$) és a héj karbonátjának ($\delta^{18}O_{héj}$) oxigénizotóp-összetételét a puhatestűek aktív időszakában jellemző helyi csapadék és környezeti vízgőz $\delta^{18}O$ értékei, de a hőmérséklet és a relatív páratartalom is dominánsan befolyásolják (Lécolle, 1985; Goodfriend & Magaritz, 1987; Goodfriend et al., 1989; Balakrishnan & Yapp, 2004; Zaarur et al., 2011; Prendergast et al., 2015). A szárazföldi csigák leginkább esőzések idején és után, valamint este aktívak, amikor a relatív páratartalom viszonylag magas (Balakrishnan & Yapp, 2004). A $\delta^{18}O_{héj}$ és a $\delta^{18}O_{test}$ értékekben bekövetkező eltolódások elsősorban a hőmérséklet hatásaként értelmezhetők, bár ezekre a változó csapadékforrások is hatással lehettek. A testfolyadék $\delta^{18}O$ értékeit az alábbi egyenlettel számítottuk ki:

$$\delta^{18}O_{test}(\%_0) = \frac{1000 + \delta^{18}O_{héj\ (VSMOW)}}{\alpha_{aragonit-viz}} - 1000$$
(8)

, ahol $\alpha_{aragonit-viz}$ az aragonit és a víz közötti, Grossman & Ku (1986) szerinti frakcionációs faktor. Az interstadiálisok esetében a magasabb hőmérséklet és $\delta^{18}O_{test}$ értékek felé mutató tendenciák egy melegebb aktív/növekedési időszakot jelezhetnek, de nem zárhatók ki egyéb hatások sem, így a csapadékforrások változása és a páratartalom csökkenése (Yanes et al., 2018).

3. Eredmények és diszkusszió

3.1. Grönlandi por kontinentális forrásai

3.1.1. Kőzetek (ásványi por) ammónium-bifluoridos (NH4HF2) feltárása nagy mintaszámú, kombinált Hf-Sr-Nd izotóp elemzésekhez

A kőzetek és azt alkotó ásványok teljes feltárása alapvető fontosságú azok elem- és izotóp összetételének meghatározásához. Ez különösen nehéz bizonyos kőzet- és üledéktípusoknál, amelyek nagyobb mennyiségben tartalmaznak ellenálló nehézásványokat, mint pl. rutil, gránát vagy cirkon. A kőzetek oldatba viteléhez több módszer is rendelkezésre áll, melyek közül a nagynyomású bombákban történő savas oldás a legmegbízhatóbb olyan esetekben, amikor nagy mennyiségű cirkon van jelen a kőzetmintákban (Mahlen et al., 2008; Zhang et al., 2012a). Nagy hátránya ugyanakkor, hogy rendkívül drága, időigényes és egységnyi idő alatt kis mennyiségű minta oldására alkalmas (Lapen et al., 2004; Mahlen et al., 2008). Mivel az NGRIP jégmagból származó por PFT-einek jellemzése nagy számú (50-100 db) minta vizsgálatát kívánta, ami ésszerű időn belül nagy nyomású bombákkal nem volt megoldható, így egy alternatív módszert kellett találni a problémára. Ezt a lehetséges alternatívát az ammóniumbifluorid (NH4HF2; rövidítve: ABF) használatában találtam meg, melyet korábban sikerrel alkalmaztak kőzetek feltárásához nyomelem és ritkaföldfém mérések céljából (Zhang et al., 2012b; O'Hara et al., 2017), azonban izotópelemzésekhez még sosem alkalmaztak. Tehát a módszert, ami magában foglalta az oszlopkémiai eljárás finomhangolását is, a kombinált Hf-Sr-Nd izotópelemzésekhez kellett adaptálnom oly módon, hogy az alkalmazható legyen igen kis (1-5 mg) mennyiségű minták izotópelemzéséhez is, mint amilyenek a jégmag porminták.

Az ABF-módszert részleteiben Újvári et al. (2021b) ismerteti, de röviden arról van szó, hogy az analizálandó mintákhoz kristályos ABF-et adtunk megfelelő óvintézkedések (vegyifülke, kesztyű, szemüveg, stb.) mellett, hogy azok aránya 1:5-6 körül legyen. A mintákat ezt követően lezárt teflonedényekben konvekciós kemencébe helyeztük és 24 órára 230 °C-ra hevítettük. Lehűtés után 2 ml tömény (65%-os) HNO3-t adtunk az összeolvadt ABF-minta keverékhez, majd zárt teflonedényben 1 órán át 160 °C-on tartottuk és a minta oldatokat ezt követően szárazra pároltuk. Végül a bepárolt mintákat 1:1 ml tömény HNO₃/MO vízben ismét visszaoldottuk és zárt teflontégelyben 6 órán keresztül 120 °C-on melegítettük. Az így nyert tiszta oldatokat ismét megszárítottuk, majd 6 M HCl-lel kezeltük 1 órán át 120 °C-on és az oszlopkémia előtt szárazra pároltuk. A minták ABF-os feltárása összesen 4-5 napot vett igénybe, ami sokkal rövidebb idő a nagynyomású bombák 2 hetes oldási idejéhez képest. Ezen felül a módszer egy további előnye, hogy egyszerre akár 100 minta oldatba vitele is megoldható, a kapacitás csak a konvekciós kemence belső méretétől függ. Ezzel ellentétben a nagynyomású bombában történő oldást a rendelkezésre álló bombák száma határozza meg, ami a bombák magas költsége miatt egy jól felszerelt laborban is alacsony. Az oszlopkémiai eljárásokat és a tömegspektrometriás méréseket itt nem taglaljuk azok extenzív részletei miatt, erről bővebb információk az Újvári et al. (2021b) tanulmányban találhatók. Az ABF-módszert öt darab (AGV-2, BCR-2, GSP-2, RGM-2, STM-2), USGS-től származó geológiai referencia kőzetmintán (GRKM) teszteltük. A módszer teljes kémiai háttere (vakértéke/blank-je) 0.5 ng a Sr, 0.2 ng a Nd, és <25 pg a Hf esetén és a mért ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, illetve ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf

izotóparányok a mérések döntő többségében hibahatáron belül átfednek az említett GRKM-ekre megadott referencia értékekkel, amelyeket nagynyomású bombák használatával nyertek. A mérési eredményeink reprodukálhatóságai összehasonlíthatóak voltak a referencia módszeréivel (bombák), amik a 10-20 ppm nagyságrendbe estek. Az alacsony vakértékek, a jó reprodukálhatóság és a GRKM-ekre kapott pontos Hf, Sr és Nd izotóparányok kiválóan bizonyítják az ABF-módszer használhatóságát (Újvári et al. 2021b).

3.1.2. A lehordási terület ásványtani és izotópgeokémiai indikátorainak bizonytalanságai

A lehetséges porforrások azonosításához használt egyik elsődleges indikátor a jégmagból kinyert ásványi por agyagásványos összetétele. Az agyagásványok eloszlását a kontinenseken a helyi litológia, a talajok vízelvezetési jellemzői, a kémiai mállási folyamatok és az éghajlat szabályozzák és ezen utóbbi folyamatok alapvetően függenek a földrajzi szélességtől (Biscaye, 1965; Biscaye et al., 1997; Griffin et al., 1968). Ezért minden egyes, földrajzilag jól elkülönült porforrásnak jellegzetes spektrumú agyagásványai vannak és ezek mennyisége és arányai forrásdiagnosztikusak lehetnek. Ugyanakkor fontos figyelembe venni az adatok értelmezésénél, hogy egy adott minta ásványos összetételének röntgen-diffraktogramokon alapuló számítása fél-mennyiségi, az eredmények ±10%-os bizonytalansággal terheltek a domináns fázisok és $\pm 20\%$ -os bizonytalansággal a kisebb (<20 t%) mennyiségben jelen lévő fázisok esetén és a kimutatási határértékek 1-5 t% körül vannak (Moore & Reynolds, 1997). A por eredetének egyéb tradicionális indikátorai közé tartozik a poranyag karbonátmentes, aluminoszilikát frakcióinak ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr és ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd izotóparányai (Grousset és Biscaye, 2005). Az ásványi por Sr izotóp összetételét a karbonátok, a földpátok és a különböző agyagásványok szabályozzák (Brass, 1975; Capo et al., 1998) és az üledékekben a Sr izotóparányok és a szemcseméret között szoros kapcsolat áll fenn (Dasch, 1969; Chen et al., 2007; Feng et al., 2009). A jégmagokból kinyert por anyagának vizsgálata során kalcitot és a teljes egészében tengeri eredetű gipsz aeroszolokat savas kezeléssel eltávolítják (Biscaye et al., 1997; Svensson et al., 2000), mivel ezek a fázisok képesek elfedni a forrásazonosításban érdekes aluminoszilikát frakció Sr izotóp összetételét (Delmonte et al., 2004). Ezen felül a jégből származó por szemcseméretére jellemző <10 vagy <5 µm-es szemcseméretű frakciókat hasonlítják össze a potenciális forrásterületekéivel (Biscave et al., 1997; Svensson et al., 2000), ezáltal minimalizálva a szemcseméret okozta hatásokat. A különböző koncentrációjú és eltérő ideig használt savak (sósav vagy ecetsav) használata azonban erősen befolyásolhatja a mért Sr izotóparányokat a karbonátok részleges (dolomit) vagy teljes (kalcit) és akár az agyagásványok egy részének eltávolítása miatt (Asahara et al., 1999; Yokoo et al., 2004). A korábban Újvári et al. (2015) által Sr izotóparányokra mért löszminták újbóli előkészítését követő ismételt mérései azt mutatják, hogy a szemcseméret finom eltérései jelentős különbségeket eredményezhetnek a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotóparányokban (Δ^{87} Sr/⁸⁶Sr: 0,0032-0,0059; S3a ábra, Újvári et al., 2022). Ez azt jelenti, hogy rendkívüli óvatosságra van szükség a különböző tanulmányokban publikált Sr izotóp összetételek összehasonlításakor és fontos, hogy szigorúan ugyanazt a módszertant (savkezelés, szemcseméret-frakció) kövessük minden ilyen munka során, hogy korrekt értelmezésekhez jussunk. Ezzel szemben a ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd izotóp összetételeket, amelyeket az allanit, apatit, gránát, monacit, titanit, cirkon, valamint a plagioklász, amfibol, biotit és agyagásványok (Aubert et al., 2001; Viers és Wasserburg, 2004) szabályoznak, ezek a tényezők (szemcseösszetétel, savazás) sokkal kevésbé vagy egyáltalán **nem befolvásolják** (Δ^{143} Nd/¹⁴⁴Nd: 0.000010-0.000026 vagy 0.2-0.5 ENd egység, S3b ábra, Újvári et al., 2022). Ezek a 0,2-0,5 ENd egységnyi eltérések összevethetők a Nd izotóp mérések analitikai reprodukálhatóságával (~0,3 cNd egység, S4. ábra az Újvári et al., 2022 tanulmányban), amelyet három, szél által szállított üledékminta ismételt elemzései alapján határoztam meg.

A hafnium izotóparányokat eddig csak egyszer használták a Dye-3 jégmag porforrásainak megkülönböztetésében (Lupker et al., 2010), részben az analitikai problémák, a rendelkezésre álló jégmag porminták kis mennyisége és a PFT minták finom frakcióiból származó ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf adatainak szűkös elérhetősége miatt. A szélfútta üledékekben a rendkívül magas Hf-tartalmú (Hoskin & Schaltegger, 2003) és nem radiogén ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotópösszetételű cirkonok igen gyakoriak (Újvári & Klötzli, 2015), míg az agyagfrakciók rendkívül kevés cirkont tartalmaznak (Újvári et al., 2018, illetve Újvári et al., 2022: S14 ábra). Az agyagfrakció radiogénebb Hf izotópos összetételét (Zhao et al., 2015) az agyagásványok szabályozzák, amelyek az inkongruens szilikátmállás során a magasabb Lu/Hf arányú fázisokból (apatit, gránát, xenotim és titanit) származó radiogén Hf-ot adszorbeálják (Bayon et al., 2009; van de Flierdt et al., 2007). A Hf izotópelemzések reprodukálhatósága 0,3–0,8 ɛHf egység között volt a fent részletezett ammónium-bifluoridos módszerrel, ami a ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotóparányok 0,00009–0,000023 közötti eltérését (Δ ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf) jelenti három eolikus porminta ismételt mérései alapján (Újvári et al. 2022: S4. ábra). Ezek a reprodukálhatósági értékek általában az egyedi mérések analitikai hibáján belül vannak.



2. ábra: Potenciális forrásterület minták finom frakcióiban (<5 és <2 μ m) lévő agyagásványok szerkezeti vizének hidrogénizotóp-arányai ($\delta^2 H_{aszv}$) a földrajzi szélesség függvényében. Az adatok döntő többsége az azonos frakciókon végzett ismételt mérések átlagait és 1 szigma szórásait mutatja (további információ: Újvári et al., 2022).

A jégmag por és PFT minták <5 és <2 µmes frakcióinak δ^2 H értékeit feltehetően az e minták agyagásvány méretű frakciójában található, különböző víztartalmú szilikátok ²H/¹H izotóparánya határozza meg. Ezen ásványok ²H/¹H izotóparányai függnek a környezeti víz izotópösszetételétől és az ásvány kialakulásának idején uralkodó hőmérséklettől, valamint az ásványspecifikus izotópfrakcionációs

tényezőtől a kialakulás hőmérsékletén (izotópos egyensúlyban), és végül attól, hogy az ásvány megtartotta-e eredeti izotópösszetételét (Savin & Epstein, 1970; Savin & Hsieh, 1998). A kémiai mállás során a Föld felszínén képződött agyagásványok esetében a környezeti víz a csapadék, a hőmérséklet pedig megközelíti a földfelszíni hőmérsékletet. A vizsgált porminták feltehetően elsősorban detritális agyagásványokból állnak, nagyrészt kémiai mállás révén az adott régióban helyben képződött agyagokból, amelyek kialakulási kora és eredete mintánként, de legalábbis régiónként eltérő lehet. A különböző ²H/¹H izotóparányú agyagásványok ezen együttese határozza meg a különböző PFT-ekre jellemző δ^2 H értéket. A PFT minták δ^2 H_{aszv} értékei, azaz a mintákban lévő agyagásványok szerkezeti vizének ²H/¹H izotóparányai, valóban térbeli mintázatot mutatnak, a legnegatívabb értékeket a magasabb szélességi körökből származó porminták mutatják (2. ábra) és néhány PFT-nek olyan jellemző δ^2 H_{aszv} értékei vannak, amelyek elég jól elkülönültek a forrásdiagnosztizáláshoz (Újvári et al., 2022). Ahhoz, hogy a forrás megkülönböztetése megalapozott legyen, figyelembe kell venni a ${}^{2}H/{}^{1}H$ izotóparány-mérések reprodukálhatóságát is. Ez a <5 és <2 μ m-es frakciókon belül külön-külön körülbelül 1–4 ‰, míg ezen két frakció összehasonlításában többnyire 3-9 ‰ között mozog (Újvári et al., 2022: S6. ábra). Így minden olyan lehordási területet, ami az

NGRIP por átlaga ± a mérések reprodukálhatósága, azaz ± 9 ‰ közötti $\delta^2 H_{aszv}$ értékekkel rendelkezik a közép-grönlandi utolsó glaciális por potenciális forrásának kell tekinteni.

3.1.3. Az NGRIP jégmagból származó utolsó glaciális por agyagásványtani és izotópgeokémiai jellemzői és ezek legvalószínűbb kontinentális forrásai

A GISP2 és a GRIP jégmagokból származó LGM korú pormintákban az illit csoportba tartozó agyagásványok a legnagyobb mennyiségben előforduló fázisok ($\bar{x} \pm 1$ SD = 54 ± 6 %), majd a klorit ($\bar{x} \pm 1$ SD = 27 ± 3 %) és a kaolinit ($\bar{x} \pm 1$ SD = 17 ± 5 %), kisebb mennyiségben szmektit $(\bar{x} \pm 1\text{SD} = 2 \pm 2\%)$ (Biscaye et al., 1997, Svensson et al., 2000; S1 adatállomány az Újvári et al., 2022 cikkben). Az irodalomban közzétett és a saját XRD-adatok alapján az Alaszkából, Szibériából, Közép- és Délkelet-Ázsiából származó PFT-minták hasonló agyagásványösszetételűek. Más PFT-ek heterogénebb agyagásványos összetételt mutatnak, de bizonyos mintáik hasonlítanak a közép-grönlandi jégmag porának összetételére, így pl. néhány glaciális kontinentális észak-amerikai minta és modern fluviális üledékek Nyugat-/Közép-/Kelet-Közép-Európából és Észak-Afrikából, míg mások szmektitben gazdagabb összetételűek (Nyugat-Afrika, Észak-Afrika nagy része, Kelet-Közép-/Kelet-Európa és a kontinentális lösz az USAban; lásd az Újvári et al., 2022 tanulmány 2. ábráját). Lényeges jellemző, hogy a GISP2 és a GRIP utolsó jégkori porminták viszonylag korlátozott eltéréseket mutatnak az agyagásványok arányát tekintve (klorit/kaolinit - kaolinit/illit - szmektit/kaolinit). Kevés PFT mintának van hasonló agyagásvány-aránya, de ezek közé tartozik a közép-ázsiai lösz, a kelet-ázsiai lösz és sivatagi por (B régió), néhány alaszkai és kontinentális amerikai minta, valamint néhány modern fluviális üledékminta Nyugat-/Kelet-Közép-Európából.

Az NGRIP jégmagból származó LGM por minták aluminoszilikát frakcióinak Sr-Nd izotóp összetétele szűk tartományban 0,719557-0,720359, valamint –10,74 és –10,00 ɛNd(0) között mozog (3a. ábra). Számos PFT minta a közép-grönlandi jégmag aeroszolok Nd izotópösszetételének tartományába esik (ɛNd(0): –11 és –9 között), míg néhány közülük átfedésben vagy közel van a Sr izotóparányok tekintetében. A leginkább kompatibilis PFT minták közé tartoznak a kelet-ázsiai sivatagi B régió anyaga és a kínai lösz, az észak-mongóliai fennsíkról származó, az észak-amerikai kontinentális, észak-afrikai és kelet-közép-európai porból/löszből származó minták.

A kamcsatkai vulkáni anyagok (KHG és KG minták) nem radiogén ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr arányokat (0,7032–0,7033) és rendkívül radiogén Nd izotópösszetételt (ɛNd(0): +8,4–9,2) mutatnak. Mesterséges keverési tesztjeink szerint a két szélsőértéket képviselő minták (KHG tefra és Luo lösz, Kína) 10:90 arányú keveréke a jégmag porához közeli Sr-Nd izotóparányokat eredményezett, míg a 30:70 arányú keverék a GISP2 jégmag G2 mintájához hasonló összetételeket adott (3b. ábra).

Az NGRIP jégmag LGM korú pormintáinak hafniumizotóp-összetétele –7,06 és –4,67 közötti ϵ Hf(0) értékek között mozgott, ami átfedésben van a Dye-3 jégmag preindusztriális szegmensének két porminta (132A,B) értékeivel (Lupker et al., 2010). Ezek a Hf izotópösszetételek közel esnek néhány nyugat-, kelet-, közép- és kelet-európai, észak-afrikai, északkelet-ázsiai és kontinentális amerikai mintából kapott értékekhez. A legtöbb kelet-ázsiai porminta, beleértve a B sivatagi régiót, az Észak-Mongol-fennsíkot és a CLP/Pekingi löszt, Hf izotópösszetétel szempontjából sokkal radiogénebb (ϵ Hf(0): –3 és +3 között), mint az NGRIP glaciális por (3c. ábra). Az igen kevés kivétel közé tartoznak a Takla-Makán és a Tengger sivatagokból származó eolikus üledékek –5,17 és –3,71 közötti ϵ Hf(0) értékekkel, amelyek a jégmagokból származó porminták Hf izotóp összetételeinek felső határán vannak. A közép-ázsiai lösz üledékek ϵ Hf(0) értékei (–3,03 és –1,99 között) egyértelműen magasabbak, mint az NGRIP jégmag pormintáké, hasonlóan az észak-amerikai Yukon löszhöz (ϵ Hf(0): +3,82 és +3,96). A KHG és KG horzsakő lerakódások a várakozásoknak megfelelően rendkívül radiogén Hf izotópösszetételt mutattak (ϵ Hf(0): +13,97 és +17,03 között), a kínai lösz (Luo) és a KHG

minta 10:90 és 30:70 arányú keverékei pedig –1,22 és 1,00 εHf(0) értékeket adtak és a Nd-Hf izotóp térben mindkettő erősen elkülönül az NGRIP portól (3d. ábra).



3. ábra: A közép-grönlandi utolsó glaciális por és PFT minták Sr-Nd a) és Nd-Hf c) izotópösszetétele, valamint mesterséges keverési tesztek eredményei és keveredési modellek a Sr-Nd b) és Nd-Hf d) izotóp térben. A mezők és a perem nélküli pontok irodalmi adatokat jelölnek (az adatforrások listája az Újvári et al., 2022 tanulmányban található), míg a peremmel ellátott pontok a saját, új izotópos adatokat jelölik. A b) és d) paneleken megjelenített szélsőérték minták a Luochuanból (Luo, CLP, Kína) származó lösz és a Khangar vulkán (KHG, Kamcsatka, Oroszország) horzsakő lerakódása. A keveredési modellek kiszámítása a Faure & Mensing (2005) által megadott egyenletekkel, valamint a Luo és a KHG minták ICP-MS-sel meghatározott (Újvári et al., 2022: S2 adatállomány) elemkoncentrációinak felhasználásával történt. A KHG és Luo mesterséges, 10%-90%-os és 30%-70%-os arányú keverékeinek mért Sr-Nd-Hf izotópösszetételét a b) és d) panel mutatja.

Az NGRIP jégmag két LGM pormintájának hidrogénizotópos mérései -72,2 és $-70,4 \ \infty \delta^2 H_{aszv}$ értékeket mutattak. A legtöbb PFT mintának eltérő, általában negatívabb $\delta^2 H_{aszv}$ értékei vannak, többnyire a -100 és $-80 \ \infty$ közötti tartományban (4a. ábra), beleértve Közép-Ázsiát, a keletázsiai löszt, Kelet-Európát és kontinentális Észak-Amerikát (Nebraszka lösz). A legnegatívabb $\delta^2 H_{aszv}$ értékek (–116 és $-101 \ \infty$ között) a legészakibb forrásokból (Yukon lösz és ÉKszibériai lösz) származó pormintákra jellemzőek, míg a kevésbé negatív értékek (–67 és –

62 ‰ között) Észak-Afrikából és a kelet-ázsiai B sivatagi régióból származnak (lásd a 4a. ábrát az Újvári et al., 2022 cikkben). Ez a földrajzi mintázat a δ²H_{aszv} szélességfüggését jelzi a vizsgált mintákban és emlékeztet a modern légköri vízgőz és csapadék sarkok felé deutériumban szegényedő összetételére (Dansgaard, 1964). Megjegyzendő, hogy a PFT minták egyike sem egyezik meg tökéletesen az NGRIP por δ²H_{aszv} értékeivel, de az összetételükben közel állnak hozzá az európai lösz, a kelet-ázsiai sivatagi üledékek (B régió, Takla-Makán) és a CLP lösz egyes mintái. E minták egy kis részhalmaza (pl. Zm/Közép-Kelet-Európa vagy Td25/Takla-Makán) az NGRIP jégmag utolsó glaciális aeroszoljaihoz igen közel helyezkedik el a εNd(0) – δ²H_{aszv} és εHf(0) – δ²H_{aszv} összetételi diagramokon (4b,c. ábra).



4. ábra: Az NGRIP utolsó glaciális por és potenciális forrásterület (PFT) minták agyagásvány szerkezeti víz hidrogénizotóp-összetételének ($\delta^2 H_{aszv}$) a) doboz- és b-c) szórás diagramjai a Nd-Hf izotóp-összetétel függvényében. Az NGRIP átlagos $\delta^2 H_{aszv}$ értéke –71 ‰, a PFT minták 2-5 µm-es szeparátumainak megismételhetőségéből származtatott ±9 ‰-es sávval (lásd 3.1.2 alfejezet). Az a) panelen látható dobozok magukban foglalják mind a <2, mind pedig a <5 µm szeparátumok $\delta^2 H_{aszv}$ értékeit. A b-c) panelen az összes <2 és <5 µm-es szeparátumokon mért hidrogénizotóp adat külön szerepel, ahol a megfelelő Nd és Hf izotóparányok az 5 µm-es frakciókból származnak (további információ: Újvári et al., 2022).

A fentiekben bemutatott adatok alapján és figyelembe véve a porforrás indikátorok 3.1.2. alfejezetben tárgyalt bizonytalanságait néhány PFT-et, mint direkt, önálló forrást nagy valószínűséggel ki lehet zárni a Grönland középső részén az LGM során kiülepedett aeroszolok forrásaként. Míg az alaszkai löszminták az agyagásványok tekintetében a leginkább összeegyeztethetők a közép-grönlandi utolsó jégkorszaki porral, Biscaye et al. (1997) a Sr-Nd izotópos összetétel alapján kizárták az alaszkai porforrást. A Yukon lösz szintén nem kompatibilis a közép-grönlandi porral a Sr-Nd izotópösszetétele miatt, illetve mert rendkívül pozitív Hf izotóparányokkal és nagyon negatív $\delta^2 H_{aszv}$ értékekkel rendelkezik. A nebraszkai lösz finom frakcióinak Sr-Nd-Hf izotópos összetétele hasonló a közép-grönlandi LGM poréhoz, de ezek az üledékek általában szmektitben rendkívül gazdagok (Újvári et al., 2015). Bár a légköri szállítás során lezajló szmektit aggregáció (Singer et al., 2004; Scheuvens et al., 2013) következtében fellépő kiürülés ismert folyamat, az nem vezetne ilyen nagy mennyiségű szmektit (kb. 70-75 t%) szinte teljes elvesztéséhez, ami valószínűtlenné teszi a jégmagok porának erről a kontinentális észak-amerikai forrásterületről való származását. Mindazonáltal a jégmagban lévő LGM aeroszolok Nd-Hf izotópos összetétele alapján az USA egyéb szárazföldi porforrásai (pl. Nevada, Aarons et al., 2017) nem zárhatók ki teljesen, de ehhez az adott porforrások szisztematikusabb vizsgálatára volna szükség. A közép-ázsiai porforrások, amelyeket a Tadzsikisztánból, Kazahsztánból és Nyugat-Kínából (Ili-medence) származó lösz képvisel, szintén valószínűtlennek tekinthetők a közép-grönlandi aeroszolok szempontjából az LGM során, a radiogénebb Nd-Hf izotópösszetétel és az alacsony $\delta^2 H_{aszv}$ értékek miatt (3a,c. és 4. ábrák). Az északkelet-ázsiai (szibériai) régiót csak egy löszminta képviseli, amelynek agyagásványos és Nd-Hf izotópösszetétele (3c. ábra) a közép-grönlandi jégmagok poranyagához hasonlít. A radiogénebb 87 Sr/ 86 Sr izotóparány és a nagyon negatív δ^2 H_{aszv} értékek (egészen –115 ‰-ig) azonban arra utalnak, hogy az NGRIP utolsó jégkorszaki por valószínűleg nem ebből a szibériai forrásból származik. **Tehát az észak-amerikai/szibériai források jónéhány indikátor szempontjából összeegyeztethetetlenek a közép-grönlandi utolsó glaciális aeroszol összetételével,** ami azt jelenti, hogy annak ellenére, hogy a szimulációkban ezek a modellezett LGM porforrások fontos porkibocsátók (Werner et al., 2002; Mahowald et al., 2006; Lambert et al., 2015), az izotópgeokémiai elemzések szerint úgy tűnik, hogy önálló, direkt forrásként nem vagy nagyon kis eséllyel járulhattak hozzá a Közép-Grönlandon az LGM során kiülepedő poranyaghoz. Ennek egyik lehetséges magyarázata lehet, hogy az észak-atlanti jet stream és a viharpályák zonálisabban orientáltak és kevésbé változékonyak voltak az LGM során a mai viszonyokhoz képest (Löfverström et al., 2016; Löfverström 2020).

Bár a közép-grönlandi utolsó glaciális por észak-afrikai származását a korai tanulmányok kizárták (Biscave et al., 1997; Svensson et al., 2000), későbbi tanulmányok ezt a forrást elképzelhetőnek tartották (Meyer et al., 2017; Han et al., 2018). Általánosságban elmondható, hogy a nyugati/közép-szaharai pormintákban bőségesen található kaolinit és szmektit (Újvári et al., 2022: 2. ábra; Scheuvens et al., 2013). Mindemellett a marokkói Magas-Atlasz környékén található néhány modern folyami üledékminta szmektitben szegény, hasonlóan az LGM jégmag porhoz. Az észak-afrikai/szaharai porminták izotópos összetétele igen változatos: a ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0,708 és 0,730, az ε Nd(0) –18,5 és –4, illetve az ε Hf(0) –13,7 és +3,5 közötti értékeket mutat, amit a nyugat-afrikai kratontól (Mali) az egyiptomi fiatal vulkanikus kőzetekig terjedő változatos litológia határoz meg (Grousset és Biscaye, 2005; Abouchami et al., 2013; Zhao et al., 2018). Izotópos adataink, a Zhao et al. (2018) által bemutatott adatokkal együtt, nem zárják ki az Afrika legészakibb részéből (Marokkó/Tunézia) való származás lehetőségét. Ez különösen érdekes a modellszimulációs eredményeink fényében, amelyek kimutattak Európa felett Észak-Afrikáig visszanyúló trajektóriákat (Újvári et al., 2022: 6. és S7 ábrák). Az elemzett PFT-ek közül Kelet-Ázsia és Európa néhány meghatározott régiója a legvalószínűbb közvetlen forrása a közép-grönlandi jégmagok utolsó jégkori porának. A legtöbb kelet-ázsiai lösz/sivatagi üledékminta agyagásványos összetétele viszonylag jól megegyezik a GISP2/GRIP jégmagokból származó LGM poréval, általában magasabb, akár 77%-os illit tartalommal (Takla-Makán, Tengger-sivatag) és kevesebb klorittal (lásd Újvári et al., 2022). Azonban kevés olyan kelet-ázsiai forrás van, amely mindhárom izotóparány (Sr-Nd-Hf) szempontjából kompatibilis az LGM korú jégmagok aeroszoljaival. A Hf izotópösszetétel szempontjából a legtöbb kelet-ázsiai PFT mintának sokkal radiogénebb a ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotóparánya (ɛHf(0): -3 és +4 között, 3c. ábra), mint az NGRIP jégmag poranyagáé (ɛHf(0): -7.06 és -4.67 között). Néhány kivétel a Tengger- és Takla-Makán sivatagok bizonyos mintái, amelyek EHf(0) értékei -5,17 és -3,71 között vannak és ezzel az NGRIP jégmag por összetételének felső határán helvezkednek el. A Hf izotóparányok azt is bizonyítják, hogy a korábban a Sr-Nd izotópösszetételi adatok alapján Biscave et al. (1997) által javasolt cirkum-pacifikus vulkanitok és kelet-ázsiai por közötti keveredési modell nem tartható (3b,d. ábra). Az NGRIP jégmag holocén kori szegmensében azonosított (Cook et al., 2018) KHG tefra és a Luochuan lösz-paleoszol rétegsorból (Luo) származó lösz mesterséges keverékeinek izotópösszetételi adatai rámutatnak, hogy az adott vulkáni anyag kelet-ázsiai porhoz való hozzákeveredése tovább növelné a kelet-ázsiai por már amúgy is radiogén ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf izotóparányait és a keverékek összetételét az NGRIP utolsó jégkorszaki porhoz képest ellentétes irányba tolná el (3d. ábra). Így ez a keveredési modell biztonsággal kizárható a jégmagokban lévő por összetételének magyarázataként. Ezzel szemben a ²H/¹H izotóparányok nem zárják ki a közép-grönlandi utolsó jégkorszaki por Takla-Makán/Tenggersivatagokból való származásának lehetőségét. Az NGRIP por $\delta^2 H_{aszv}$ értékei eltérnek a legtöbb kelet-ázsiai pormintától (4. ábra), de hibahatáron belül átfedésben vannak egy Takla-Makánból származó mintával (Td25) és egy másik kínai lösz-fennsíkról származó mintával is. Az

agyagásványtani és izotópösszetételi eredmények azt mutatják, hogy a közép-grönlandi por egyik legvalószínűbb közvetlen forrásai a Takla-Makán és/vagy Tengger-sivatagok lehetnek. A források szempontjából további figyelmet érdemel a grönlandi jégben lévő vulkáni anyag eredete. A grönlandi jégmagok tefra elemzései azt mutatják, hogy a közeli Jan Mayenés izlandi források egyértelmű dominanciáján túl a csendes-óceáni vulkáni ívből származó hamu többször is elérte Grönlandot, de csak a holocén során, az utolsó eljegesedés során nem. Ugyanakkor a kontinentális Európából származó hamurészecskéket nem azonosítottak a grönlandi jégmagokban ennek a régiónak az utolsó jégkorszaki aktív vulkanizmusa ellenére (Abbott & Davies, 2012; Bourne et al., 2016).

A grönlandi utolsó glaciális por eredetére vonatkozóan egy alternatív hipotézis az európai forrásokból való közvetlen származás (Újvári et al., 2015). A legújabb, itt prezentált adataink azt sugallják, hogy az európai por Grönlandra történő szállításának hipotézisét nem lehet figyelmen kívül hagyni (Újvári et al., 2022). A legtöbb európai glaciális lösz szmektitben viszonylag gazdag. Ez különösen igaz a kelet-közép-/kelet-európai löszökre. A Duna Alpokból érkező mellékfolyói azonban a jégmagok porához nagyon hasonló szmektit-szegény összetételt mutatnak (Martinez-Lamas et al., 2020; Újvári et al., 2022: 2. és S7a. ábra), és egyes lösz üledékek, például a Dráva mentén vagy annak közelében, szintén alacsonyabb, 20-25% körüli szmektit tartalommal rendelkeznek (pl. Zm minta, Újvári et al., 2022). Figyelembe véve a félmennyiségi XRD-adatok bizonytalanságát, valamint azt, hogy a szállítás során a szmektit frakcionálódása (aggregációja és kihullása) nem zárható ki, a kelet-közép-európai származás még mindig lehetséges. Ez annál is inkább így van, mivel a Takla-Makánból származó por illit tartalma mintegy 20%-kal magasabb, mint a közép-grönlandi jégmagokból származó utolsó glaciális poré, így a jégmag por Takla-Makánból való származása szintén az illit egy részének elvesztését feltételezné a légköri szállítás során (vagy alternatívaként a poranyag a légköri szállítás során keveredett más forrás(ok) anyagával a grönlandi jégtakarón való kiülepedést megelőzően, ami csökkenthette az illit mennyiségét). Ez a helyzet világosan mutatja az ásványi indikátorok kizárólagos használatával kapcsolatos bizonytalanságokat, amelyek sok esetben önmagukban nem teszik lehetővé a robusztus forrásazonosítást és rávilágítanak az izotópos indikátorok használatának fontosságára. A Sr-Nd izotóparányok szempontjából néhány kelet-közép- és kelet-európai minta a közép-grönlandi jégmagok porához nagyon közeli összetétellel bír és egy részük a ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf és ²H/¹H izotóparányok tekintetében is átfedésben van az NGRIP jégmag pormintáival (3a,c. és 4. ábra). A Sr-Nd-Hf és ²H/¹H izotóparányok tekintetében az NGRIP utolsó glaciális aeroszolokra leginkább hasonlító minta a horvátországi Zm porminta (Újvári et al., 2022: S8c,d. ábra). A potenciális európai por hozzájárulásra vonatkozó fenti bizonyítékokon túlmenően közelmúltbeli tanulmányok azt mutatják, hogy a por felhalmozódásának mértéke Európában nagyobb volt az LGM során, mint Kínában (Rousseau et al., 2021) és a glaciális porkibocsátás változása százéves-ezeréves időskálán Európában és Grönlandon a radiokarbon kronológiák bizonytalanságán belül szinkronban volt (Moine et al., 2017; Újvári et al., 2017). Ugyanakkor több kínai és középázsiai lösz rétegsor lumineszcens kormeghatározásai alapján végzett porfluxus-becslések a késői LGM (23-19 ezer év) során magas, a korai LGM (26,5-23 ezer év) alatt pedig jóval alacsonyabb porfelhalmozódásra utalnak ezeken a területeken (Kang et al., 2015; Cheng et al., 2021), ellentétben a grönlandi jégmagokban megmutatkozó mintázattal (Rasmussen et al., 2014).

3.1.4. Légköri cirkuláció és porszállítás az utolsó glaciális során a modellezési eredmények tükrében: európai/észak-afrikai por Grönlandon?

A WRF-Chem segítségével végzett harmincéves LGM porciklus szimulációk azt mutatják, hogy az európai forrásokból kibocsátott ásványi por 26-21 ezer évek között elérhette Grönland középső részét. A legtöbb poros eseményt keleti szelek váltották ki, amelyeket a

fennoskandináviai jégtakaró felett kialakult állandó magas légnyomású rendszer körüli anticiklonális cirkuláció hajtott (Ludwig et al., 2016). A modell szerint a porszemcsék ezután nyugat felé szállítódtak és bekapcsolódtak az Atlanti-óceán északi része feletti alacsony nyomású rendszerek ciklonális cirkulációjába, amely végül Grönland felé irányította a port, ahol a kiülepedés megtörtént (5a,b,c. ábra). A modellszimulációkban egy másik, a fennoskandináviai magasnyomású központtól keletre irányuló porszállítási útvonal is azonosítható (5d. ábra; Újvári et al., 2022: S7. ábra), bár ez csak alárendelten fordult elő. Érdekes módon a húsz legintenzívebb (TOP20) poresemény egyikének útvonalai visszanyúltak Észak-Afrikába, amint azt fentebb említettem.



5. ábra: (a) A 30 modellév során Grönlandon felhalmozott teljes szimulált porlerakódás (g m⁻²). (b) Trajektóriák (fekete vonalak), teljes porterhelés (mg m⁻²) és geopotenciális magasságok (gpdm) 700 hPa-nál egy júliusi poresemény során. (c) A Grönland feletti TOP20 poros eseményeken alapuló, visszafelé számolt trajektória pontok "hőtérképe", amikor azok először érnek el egy kibocsátási területet (trajektóriapontok 1°-onként, 1023 trajektória pont alapján). (d) Trajektória-sűrűség (trajektóriák százalékos aránya 2°-onként) az összes TOP20 poros eseményre vonatkozóan (24404 trajektória pont alapján). A kibocsátási területek sraffozottak. Számozás a b-d) paneleken: 1. Basaharc (Bh, Magyarország), 2. Crvenka (Crv, Szerbia), 3. Dunaszekcső (Dsz, Magyarország), 4. Mende (Me, Magyarország), 5. Paks (Pa, Magyarország), 6. Titel fúrás (Tic, Szerbia), 7. Urluia (Url, Románia), 8. Zmajevac (Zm, Horvátország), 9. La Motte (LMJ, Jersey, Csatorna-szigetek), 10. Krems-Wachtberg (KW, Ausztria), 11. Nussloch (Nus, Németország), 12. Bialy Kosciol (Bk, Lengyelország), 13. Pegwell Bay (PbE, Egyesült Királyság). A piros vonal a 21k kísérletre vonatkozó PMIP3 iránymutatások alapján az LGM szárazföldi maszkot ábrázolja.

A TOP20 poresemények fő forrásvidékei közé tartozik a Pó-síkság és az Adriai-tenger északnyugati régiója, a Kárpát-medence, a Kelet-európai-síkság északi része, valamint az Észak-európai-síkságtól az Északi-tenger kontinentális talapzatáig terjedő intenzív

porkibocsátási gócpontok (5c. ábra). A TOP20/TOP50 poreseményeknek két szezonális maximuma van, télen/kora tavasszal és késő nyáron/kora ősszel (Újvári et al., 2022: S3. táblázat). A modellkimenetekből számított átlagos por tranzitidő 4,68 nap a TOP20 poresemények esetében, a legrövidebb és a leghosszabb tranzitidő 2,0 és 7,75 nap (Újvári et al., 2022: S4. táblázat). A teljes szimulált porakkumuláció Grönland középső része felett a 30 modellévre vonatkozóan ~0,53 g m⁻² (5a. ábra), ami 17,7 mg m⁻² éves porfluxusnak felel meg. A nagy térbeli felbontású regionális modellszimulációnk eredményei egyértelműen bizonyítják, hogy az európai glaciális porforrásokból kibocsátott aeroszolok minden évszakban elérhették a grönlandi jégtakarót, bár évszakonként változó gyakorisággal, ami a holocén értékekhez hasonló, de az LGM-re jellemzőnél jóval alacsonyabb porfluxust eredményezhetett Grönland középső részén (Serno et al., 2015). Az alacsonyabb szimulált porfluxus értékek annak tudhatók be, hogy a modellben az európai porforrások erősségét és a porkibocsátási értékeket nem kalibrálták a tényleges porfelhalmozódási értékekkel, pl. a megfigyelt lösz üledékfelhalmozódási ráták felhasználásával. Az Európát átszelő és Észak-Afrikáig visszanyúló modelltrajektóriák arra utalnak, hogy a grönlandi jégtakarón az LGM során történt porfelhalmozódáshoz nem csak egyes régiók forrásai járulhattak hozzá, hanem a különböző forrásokból származó por keveredése is lehetséges volt, amit az izotópadatainak felhasználásával két/három komponensű keverékeken végzett Monte Carlo-szimulációink (Újvári et al., 2022: S9-S15. ábra) is igazolnak.

3.2. Az észak-atlanti hirtelen klímakilengések hatásai a porfelhalmozódásra és az őskörnyezetre a Kárpát-medencében és Közép-Európában

3.2.1. Radiokarbon alapú löszkronológiák adta új lehetőségek az ásványi porciklus időbeli változásainak rekonstruálásában

A lösz üledékek kiváló archívumai a százéves és évezredes léptékű éghajlati és környezeti változásoknak (Porter and An, 1995; Rousseau et al., 2007; Sun et al., 2012), de igen pontos és szűk hibahatárokkal rendelkező kronológiák szükségesek ahhoz, hogy teljes mértékben ki lehessen aknázni ezeket a kulcsfontosságú szárazföldi archívumokat az őskörnyezet rekonstrukciójában. Az ilyen löszkronológiák létrehozásának fő akadálya eddig a lösz kormeghatározásában legelterjedtebb lumineszcens módszerek eredendő korlátaiból, azaz az OSL/IRSL korok nagy hibahatáraiból fakadt (pl. Újvari et al., 2014). Míg a faszén általában olyan anyagnak tekinthető, amely megbízhatóan alkalmazható¹⁴C kormeghatározásra (Trumbore, 2000), más anyagok gyakran adnak anomális korokat (rizolitok; Gocke et al., 2011; Újvari et al., 2014), vagy olyan koradatokat, amelyeket a másodlagos felülbélyegzés (szerves anyag; Gocke et al., 2010, 2011), illetve a szerves szennyezőanyagok talajban történő vertikális vándorlása tesz megbízhatatlanná (humuszos anyagok; McGeehin et al., 2001; Ascough et al., 2011; Wild et al., 2013). Sajnos a faszenek nem túl gyakoriak a löszben, ezért a ¹⁴C datáláshoz szükséges alternatív anyagokhoz kell fordulnunk, amelyek a teljes feltárásban megtalálhatók és nem csak egy-egy elszigetelt horizontban. A lösz üledékekben gyakran találhatók csigahéjak (Sümegi & Krolopp, 2002; Moine et al., 2008), amik a ¹⁴C kormeghatározáshoz és ezáltal pontos/precíz kronológiák felállításához hasznosak lehetnek.

Korai tanulmányok szerint a szárazföldi csigaházak rendellenes, a tényleges kornál akár 3000 évvel öregebb korokat is adhatnak a helyi szubsztrátumból származó ún. öreg, vagy ¹⁴C-mentes karbon héjba történő beépülése miatt (pl. Rubin et al., 1963; Tamers, 1970; Evin et al., 1980; Goodfriend & Hood, 1983; Goodfriend & Stipp, 1983; Yates, 1986). Azonban ezen munkák többsége olyan csigákra irányult, amelyeknek viszonylag nagyméretű héjaik (>20 mm) voltak és Pigati et al. (2010, 2013) a közelmúltban úgy találták, hogy megbízható ¹⁴C korokat lehet kapni kisebb méretű csigákból (héjak <10 mm). Ezeket a korábbi ¹⁴C kormeghatározások során nagyrészt figyelmen kívül hagyták, főként azért, mert a nagyméretű héjak egészen egyszerűen

több anyagot kínáltak a ¹⁴C mérésekhez egy olyan korban, amikor még nem léteztek kompakt AMS rendszerek, amelyek mintaigénye a töredéke a gázproporcionális számlálási technikáénak (Trumbore, 2000). Az idős karbon beépülésén túlmenően egy másik probléma, hogy a több ezer éven keresztül üledékbe temetődött héjak vajon zárt rendszerként viselkedtek-e, de Pigati et al. (2010, 2013) vizsgálatai szerint a fosszilis csigahéjak nagy többsége zárt rendszer marad a szén tekintetében.

Pigati és társai munkái, illetve a tény, hogy magyarországi löszökből már publikáltak megbízható csigahéj ¹⁴C adatokat (Sümegi & Hertelendi, 1998; Újvári et al., 2014) késztettek arra, hogy átfogó radiokarbon méréseket végezzünk a dunaszekcsői feltárásból származó faszeneken és több, kis héjú (<10 mm) csigafajon. Ennek elsődleges célja volt, hogy kiderüljön vajon a molluszka héjakra alapozva megfelelően pontos és precíz kormodellek alkothatók-e lösz üledékekre, amelyek lehetővé tennék a száz- illetve ezeréves skálájú klímaesemények löszből történő rekonstruálását, ezek időbeliségének és okainak megértését. Eredményeink szerint a faszén ¹⁴C korok protokoll függők, ahol mindig a 800 °C-os frakció (ABA-TSC₈₀₀) adja a legidősebb és valószínűleg legpontosabb kort és az egylépcsős égetés (1000 °C, ABA-OSC₁₀₀₀) hasonló korokat ad, mint az alacsonyabb, 400 °C-os égetés a kétlépcsős protokoll esetén (lásd bővebben Újvári et al., 2016b). A korkülönbségek a 400 és 800 °C-os égetési frakciók között egyre jelentősebbek a faszenek korának növekedésével és a megtartási állapotuk romlásával. Ezen felül munkánk során azt találtuk, hogy bizonyos csigafajok (*Succinella oblonga, Chondrula tridens, Trochulus hispidus*, Clausiliidae család) héjai



statisztikusan megkülönböztethetetlenek referenciaként használt faszenek a koraitól (Újvári et al., 2016b: 3. ábra), tehát jól használhatók lösz kronológiák kidolgozásához. Az ezek alapján nyert Monte Carlo kormodellek 95%-08 bizonytalansága dunaszekcsői a feltárásban 200-800 évek közé esett (6. ábra, lásd még Újvári et al., 2016b, 2017), ami a vizsgált 20-40 ezer évek közötti periódusra vonatkozóan egy nagyságrenddel kisebb, mint ami a lumineszcens kormeghatározással jelenleg elérhető és a NGRIP jégmag éves rétegszámlásán alapuló GICC05 kormodell becsült bizonytalanságaival összemérhető (Andersen et al., 2006).

6. ábra: A dunaszekcsői löszprofil 125 radiokarbon adatra támaszkodó kor-mélység modellje. A ¹⁴C korok részben faszenekből, részben csigahéjakból származnak. Az ábrán látható korok kalibráltak és 2 szigma hibáik néhány esetben kisebbek, mint a jelölő pontok. A kormodell (piros vonal) a Bacon kóddal készült, annak 2 szigma bizonytalanságait a fekete vonalak jelölik.

3.2.2. A D-O események hatása az eolikus üledékek szemcseméret-eloszlására és felhalmozódásának ütemére a Kárpát-medencében

A lösz szemcseméretét széles körben használják a negyedidőszaki őskörnyezeti vizsgálatokban, főként a szélsebesség és a porforrások távolságának rekonstruálására, valamint a porciklus glaciális-interglaciális és évezredes időskálákon történő változásainak megismerésére. A két leggyakrabban használt lösz szemcseösszetételi proxy az U-arány (U-ratio: 16-44 µm/5.5-16 µm, Vandenberghe et al., 1997; Vandenberghe & Nugteren, 2001) és a szemcseméret-index (grain size index, GSI: 20-50 µm/<20 µm, Rousseau et al., 2002), amelyek a löszt alkotó szemcsék bizonyos frakcióinak egymáshoz viszonyított arányait tükrözik. Ezek lösz rétegsorokban rekonstruált változásait döntően a szemcséket szállító közeg, azaz a szél erősségének időbeli eltéréseivel magyarázzák és a durvább szemcseméretet tükröző nagyobb GSI értékeket a hideg stadiális fázisokkal azonosítják, ami alatt az intenzívebb szelek miatt a porfelhalmozódás üteme is magasabb volt (pl. Rousseau et al., 2002, 2007; Antoine et al., 2009a,b). A lösz szemcseméret-eloszlások interpretálása során, melyekről bővebben Újvári et al. (2016a) ír, sokszor csak a por transzport folyamatait veszik figyelembe a mobilizálódás és kiülepedés ignorálása mellett. Ez jelentős leegyszerűsítés, mert egy sor folyamat hatását figyelmen kívül hagyja a szemcseösszetétel vonatkozásában.



21.20-51.80 µm frakció (%)

20

7. ábra: Az U-arány és GSI számításánál használt durva és finom méretfrakciók közötti összefüggés a dunaszekcsői lösz rétegsor szemcseösszetételi adataiban, üledéktípusonkénti bontásban. Bővebb információkért: Újvári et al. (2016a).

Az U-arány és a GSI megalkotása azon az elképzelésen alapult, hogy az erősebb szelek durvább szemcseméretet eredményeznek leülepedett anyagban és feltételezi, hogy egyszerű negatív lineáris kapcsolat van a durva (16-44, 20-50 μm) és a finom frakciók (5,5-16, <20 μm) között. A saját 5 cm-es mintázással készült teljes kőzet szemcseméret-eloszlási adataink azonban ennél bonyolultabb kapcsolatra utalnak (7. világossá ábra) és teszik, hogy a szemcseösszetétel több, gyakran sztochasztikus folyamat által befolyásolt, így többféle lehetséges interpretációt hordoz. Tehát a szemcseösszetételi proxy-k változásainak egy faktor (pl. szélsebesség) révén történő interpretálása nagy valószínűséggel helytelen és pontatlan (Újvári et al., 2016a).

Ezen túlmenően a lösz és az abból származó kvarc szemcseméret-eloszlásainak összevetése azt mutatja, hogy azok medián (D50) átmérői között gyakorlatilag semmilyen korreláció nincs (Újvári et al., 2016a: 17a. ábra), ami ellentétes a várakozásainkkal arra az esetre, ha ezeket a méreteloszlásokat csak a szélerősség befolyásolja. Ez tehát ismételten rámutat, hogy a teljes kőzet

és kvarc szemcseméret-eloszlások nem feltétlen csak a szélerősség változásokat tükrözik és ezek ilyen értelemben történő proxy-ként való használata (pl. Xiao et al., 1995; Rousseau et

al., 2002) kérdéses. Mindezeket a bizonytalanságokat megerősíti, ha összevetjük egymással a D50_{lösz} és D50_{kvarc} adatsorok lefutását, illetve a kor-mélység modellekből származtatott porfluxus adatokat az idő függvényében, az észak-atlanti D–O események tükrében (8. ábra).



8. ábra: A besugárzás és paleoklíma proxy adatsorok összehasonlítása a 37 és 22 ka közötti időszakra. a) Az északi szélesség 45°-ára számolt június 21-i besugárzás (Berger, 1978) és (b) a tavaszi időszak integrált besugárzása az északi szélesség 45°-án (Huybers, 2006), c) a kvarcszemcsék medián szemcsemérete (D50_{kvarc}) a dunaszekcsői lösz rétegsorban (5 cm-es felbontás), d) a lösz medián szemcsemérete (D50_{lösz}) a dunaszekcsői lösz rétegsorban (5 cm-es felbontás), d) a lösz medián szemcsemérete (D50_{lösz}) a dunaszekcsői lösz rétegsorban (5 cm-es felbontás), e) a porfelhalmozódási ráta (DMAR) értékei a kisebb (5 cm-es) felbontású kormodell alapján, f) a nagyobb (1 cm-es) felbontású Bayes-féle kor-mélységi modellből számolt teljes üledékfelhalmozódási ráták (BMAR) a dunaszekcsői rétegsorban, (G) a Sieben Hängste (7H) barlang cseppkő kompozit δ^{18} O adatsora (Nyugati-Alpok) (Luetscher et al., 2015), h) és i) a NGRIP jégmag por és jég/víz δ^{18} O adatsora (Rasmussen et al., 2014). A sárga sávok a Rasmussen et al. (2014) által megadott GI időszakokat jelölik, míg a szürke sávok a GS periódusokon belüli csökkent porkoncentrációjú (Ca²⁺) fázisokat jelzik.

Világos, hogy a lösz és a benne lévő kvarc szemcseméretei egymáshoz képest sok esetben ellentétes (durvuló/finomodó) tendenciákat mutatnak és nem látjuk bennük a grönlandi stadiális-interstadiális (GS/GI) mintázatokat, amik viszont a porfelhalmozódási rátákban (BMAR/DMAR) nagyon jól megjelennek (8c-f. ábra). Ezen felül a kvarc szemcsemérete nem fed fel semmiféle besugárzáshoz kapcsolódó tendenciát, míg a lösz szemcseméretében általános durvulás jelentkezik ~31 ezer évtől kezdődően (Újvári et al., 2017). A BMAR, a DMAR, illetve a D50_{lösz} és a D50_{kvarc} közötti általános különbségek valószínűsíthetően annak köszönhetők, hogy a szemcseméret-eloszlásokat többféle, gyakran véletlenszerű folyamat befolyásolja és a löszt alkotó agyag, szilt és homokméretű részecsék mobilizációja, szállítása és akkumulációja különböző módokon történik (részletekért: Újvári et al., 2016a). Ezzel szemben, a BMAR csak az egységnyi idő alatt egységnyi területen lerakódott szemcsék mennyiségét tükrözi, amely a légköri porterhelés, a helyi akkumulációs körülmények és a szemcsék megőrződésének a függvénye.

Ha a grönlandi és kárpát-medencei porfelhalmozódást orbitális, ezeréves és százéves időskálákon vetjük össze, akkor néhány feltűnő mintázatot látunk, ami potenciálisan szoros okokozati kapcsolatra utal az észak-atlanti térség éghajlata és az európai porkibocsátás között. A dunaszekcsői feltárásban orbitális időskálákon a BMAR növekedése figyelhető meg 31 ezer év után, ami a csökkenő tavaszi-nyári besugárzást követi a 45° északi szélességen (8a,b,f. ábra) és egy porfelhalmozódási maximumban csúcsosodik ki az utolsó glaciális maximum (LGM) elején (26 ezer év körül). Ez a mintázat nagyjából összhangban van a grönlandi porkoncentráció változásokkal (Ca²⁺, 8h. ábra).

Az elsődleges, besugárzás vezérelte trendeken túl azonban a porfelhalmozódásban a százévesezeréves időskálájú változékonyság is egyre inkább hangsúlyossá vált 31 ezer évtől kezdődően. Feltűnő, hogy a dunaszekcsői rétegsor porfelhalmozódási minimumai általában egybeesnek a NGRIP jégmag δ^{18} O és Ca²⁺ adatsoraiban látható grönlandi interstadiális (GI) fázisokkal (Újvári et al., 2017), valamint az LGM alatti rövidebb, alacsony porkoncentrációjú periódusokkal is a kormeghatározási bizonytalanságokon belül (8e,f,h,i. ábra). A grönlandi stadiális (GS) fázisokban a porfluxusok jelentős növekedése következett be, így pl. a BMAR csúcsok elérik és meghaladják a 2500 g/m²/év értéket ~25,8 és 26 ezer b2k évek között. Ez a maximum időben szinte tökéletesen megegyezik a porfelhalmozódás csúcsával Grönland középső részén (Újvári et al., 2017).

3.2.3. A D–O események hatása a hőmérsékletre és csapadékra a Kárpát-medencében löszcsigák héjainak stabil- és kapcsoltizotóp-összetétele alapján

A dunaszekcsői löszprofilból gyűjtött két *T. hispidus* héjból 8–10 °C közötti aktív időszakra vonatkozó hőmérsékleteket kaptunk a GS-5.2 stadiális késői szakaszán (9d. ábra, jobb oldali panel), viszonylag alacsony δ^{18} O_{héj} értékekkel együtt (9f. ábra, jobb panel), amelyek egybeesnek az üledékfelhalmozódás (BMAR, 9g. ábra, jobb panel) ~1600 g/m²/év csúcsértékével. Ezt követi a GI-5.1 interstadiálisban az AIH (=T_{MO}) értékek 18 °C-ig történő hirtelen növekedése (bár a két érték egyikére vonatkozóan igen nagy hibahatárral), amelyet a δ^{18} O_{héj} értékek pozitív irányú változása és a BMAR gyors, 600 g/m2/év értékre történő csökkenése kísér (9d-g. ábra, jobb oldali panel). A GS-5.1 stadiális során a rekonstruált T_{MO} értékek ~8–15 °C között változnak, magasabb BMAR értékekkel. Mindkét faj (*T. hispidus* és *S. oblonga*) hasonló T $\Delta_{47-héj}$ (=AIH=T_{MO}) értékeket mutat, a legtöbb adat a 10–13 °C közötti tartományba esik. A GI-5.1 végén a δ^{18} O_{héj} és δ^{13} C_{héj} értékek csökkenése figyelhető meg, majd az ezt követő stadiális időszak (GS-5.1) hátralévő részében növekvő tendencia figyelhető meg, a BMAR értékek enyhén csökkenő tendenciájával együtt, egy kisebb maximum után 30,5 ezer évnél.

A GS-4 stadiálisra rekonstruált T_{MO} értékek 9–13 °C közötti tartományba esnek (9d. ábra, bal oldali panel), ami hasonlít a GS-5.1 hideg stadiális időszak hőmérsékleteihez. Ezekhez az alacsonyabb hőmérsékletekhez negatívabb $\delta^{18}O_{héj}$ és $\delta^{13}C_{héj}$ és magasabb BMAR értékek (1200 g/m²/év) társulnak, mintegy 200 g/m²/év ingadozással (8e-f. ábra, bal oldali panel). Két mintában a *S. oblonga* faj héja ~16 °C körüli, megemelkedett T_{MO} értékeket mutat (9d. ábra, bal oldali panel), ami megfelel a GI-3 intervallumnak és potenciálisan interstadiális felmelegedésre utal. Ugyanezen mintákból származó *T. hispidus* héjakból 5–6 °C-kal alacso-



9. ábra: Csigaházak karbonátjainak kapcsoltizotóp-összetételből számolt hőmérséklete, szén- és oxigénizotóp-összetétele és az üledékfelhalmozódás üteme a dunaszekcsői (Dsz) löszrétegsorban a GI-5.1 és 3 körüli stadialis/interstadialis fázisokban. a) a Dsz löszprofil és a NGRIP jégmag 2-szigma kormodell bizonytalanságai, b) NGRIP por (Ca²⁺) adatsor (Rasmussen et al., 2014), c) NGRIP jégbuborékok nitrogénizotóp (δ^{15} N) összetétele alapján készült hőmérséklet rekonstrukció (Kindler et al., 2014), d) a *T. hispidus* és a *S. oblonga* héjak kapcsoltizotóp-összetétele alapján rekonstruált őshőmérséklet, a hibahatárok 68%-os (vastag vonal) és 95%-os megbízhatósági szintet jelentenek, e) a két vizsgált faj héjának δ^{18} O értékei, a hibahatárok általában kisebbek a szimbólumoknál és 1-szigma szórást jelentenek (a háttérben szürkével megjelenített értékek korábbi stabilizotópos mérésekből származnak: Újvári et al., 2017), f) a héjak δ^{13} C értékei, a hibák 1-szigma szórást jelentenek (a háttérben szürkével megjelenített értékek korábbi stabilizotópos mérésekből származnak: Újvári et al., 2017), g) a dunaszekcsői löszrétegsorban mért üledékfelhalmozódási ráták (BMAR, Újvári et al., 2017). A szürke sávok a GI-5.1 és 3 interstadiálist jelölik a GICC05 kronológia szerint (Rasmussen et al., 2014).

nyabb T_{MO} értékeket rekonstruáltunk. ami az 5 cm-es mintavételi felbontással magyarázható (részletekért lásd Újvári et al., 2021a). A GI-3 végén a T_{MO} jelentős, 7–10 °C-ra történő visszaesése figyelhető meg, amelyet 12–14 °C-ig történő "korrekció" követ. Ezután a T $\Delta_{47\text{-héj}}$ (=T_{MO}) értékek ismét 8–10 °C-on stabilizálódnak. A GI-3 során a $\delta^{18}O_{héj}$ és $\delta^{13}C_{héj}$ 0,8-1,5 ‰-kel pozitív irányba tolódnak, csökkenő BMAR értékekkel, egészen 740 g/m²/évig (9e-g. ábra, bal oldali panel), majd a GS-3 stadiálisban ismét sokkal könnyebb $\delta^{18}O_{héj}$ és $\delta^{13}C_{héj}$ összetételt és magasabb BMAR értékeket (1000-1100 g/m²/év) rekonstruáltunk.

Míg a két vizsgált grönlandi interstadiális (GI-5.1 és 3) azonos időintervallumot ölel fel az NGRIP jégmag adatsorai szerint (240 év, Rasmussen et al., 2014), a GI-5.1 egy alacsony amplitúdójú (~4 °C, 9c. ábra) felmelegedés volt a GI-3-hoz képest (14,5 °C, Kindler et al., 2014). Ezzel szemben a dunaszekcsői löszből rekonstruált hőmérsékletnövekedés mind a GI-5.1 (~7 °C), mind a GI-3 (~4–6 °C, 9d. ábra) során viszonylag jelentős volt a stadiálisban jellemző őshőmérsékletekhez képest és a GI-3 felmelegedés a közeli, U–Th korolt PK-6 cseppkőkéreg δ^{18} O adatai szerint is elérhette a 4–7 °C-ot (Újvári et al., 2021a). A GI-5.1 és 3 esetében rekonstruált interstadiális TMO értékek (16–18 °C) meleg nyarakra (TJJA: 18–21 °C) és viszonylag magas éves középhőmérsékletekre (MAT: 9–11 °C) utalnak, amelyek valamivel a mai értékek alatt vagy azok közelében lehettek. Ezek az értékek néhány fokkal magasabbak a németországi Achenheim és Nussloch löszprofilokból rekonstruált értékeknél (Moine et al., 2002; Prud'homme et al., 2016) és jó egyezésben vannak észak-olaszországi tavi üledékekből származó becslésekkel (Samartin et al., 2016).

A GI-5.1 és 3 előtti és utáni stadiálisok általunk rekonstruált AIH/T_{MO} értékei 7–14 °C között mozogtak, amelyek –3 és 2,5 °C közötti MAT értékekre utalnak, ha az átszámításokat modern szubarktikus klímaadatsorokkal végezzük (bővebben: Újvári et al., 2021a). Ez utóbbi értékek összhangban vannak az LGM során beszivárgott felszínalatti vizek 3,3 °C-os nemesgáz-hőmérsékletével (Varsányi et al., 2011), a mamutcsontok δ^{18} O-alapú, 2,4 °C-os MAT becslésével (Kovács et al., 2011), a nem-folyamatos/sporadikus permafroszt jelenlétével (Ruszkiczay-Rüdiger & Kern, 2016) és az LGM-re vonatkozó, kárpát-medencei modellezési eredményekkel (0-4 °C, Ludwig et al., 2021). Ha a stadiális AIH (=TMO) értékeket a nyári szezonra számítjuk át, akkor 7–16 °C (Sátorhely adatsor) illetve 12–19 °C (Pechora adatsor) közötti TJJA értékeket kapunk, amik jól átfednek a katymári rétegsor molluszka faunájának összetételéből a GS-5.1 stadiálisra becsült júliusi őshőmérséklet értékekkel (TJ: 12–16 °C, Sümegi et al., 2019).

A stadiális-interstadiális események hatása nem csak a hőmérsékletváltozásokban mutatkozott meg a dunaszekcsői löszprofilban. A BMAR által reprezentált üledékfelhalmozódás a GI-5.1 esetében hirtelen és jelentős csökkenést mutat a magas, 1600 g/m²/év értékekről, a GI-3 esetében pedig lassabb, ingadozó csökkenés volt rekonstruálható (9g. ábra). Ez a mintázat nagyjából megfigyelhető a δ^{18} Ohéj és δ^{13} Chéj (9e,f. ábra), illetve a δ^{18} Otest értékekben is (Újvári et al., 2021a: S5 ábra), a pozitívabb értékek egybeesnek az interstadiális felmelegedési fázisok alacsonyabb BMAR értékeivel.

3.2.4. A D–O események okozta kárpát-medencei és közép-európai környezetváltozások hátterében lévő lehetséges mechanizmusok

A dunaszekcsői löszből rekonstruált porfelhalmozódás időbeli változásai, a szárazföldi csigák kapcsoltizotóp őshőmérsékleteinek és stabilizotóp-összetételének adatai lehetővé teszik a D–O típusú paleoklíma kilengések kelet-közép-európai hatásainak megértését és a mögöttes mechanizmusok koncepcionális modelljének felállítását. Úgy modellszimulációkban (Lainé et al., 2008; Riviére et al., 2010), mint az európai Alpokban végzett cseppkő vizsgálatokkal (Sieben Hengste, 7H) a poláris jet stream és az észak-atlanti viharpályák kifejezett észak/déli eltolódásait mutatták ki az LGM interstadiálisai és stadiálisai során (Luetscher et al., 2015). A dunaszekcsői BMAR és a 7H δ^{18} O adatsorok közötti hasonlóságok (8f,g. ábra) arra

utalnak, hogy a kelet-közép-európai porciklus változások fő okozói valószínűleg a nagyléptékű légköri átrendeződések lehettek (Újvári et al., 2017). A dunaszekcsői TA47-héi, $\delta^{18}O_{h\acute{e}i}, \delta^{13}C_{h\acute{e}i}$ és BMAR adatok a stadiálisok során hidegebb nyári időszakot mutatnak a Kárpát-medencében, amelyekben több lehetett a rendelkezésre álló csapadék, míg a télitavaszi időszakok szárazabbak/viharosabbak voltak, ami fokozott porkibocsátással és felhalmozódással járt (Újvári et al., 2017, 2021a), köszönhetően a nagyobb ciklonsűrűségnek (Pinto & Ludwig, 2020; Raible et al., 2020). Bár az ok-okozati összefüggés a jelenkori körülmények között vitatott, az Észak-atlanti Oszcilláció (NAO) pozitív anomáliái az atlantióceáni meridionális áramlási rendszer (AMOC) erősödéséhez és az ennek következtében megerősödő pólus felé irányuló hőtranszporthoz kapcsolódnak, ami az egész Atlantimedencére kiterjedő pozitív tengerfelszíni hőmérsékleti anomáliákat eredményez, amelyek megfelelnek az Atlanti Multidekadikus Oszcillációnak (AMO) (Sun et al., 2015; Delworth et al., 2017; Wills et al., 2019). Ilyenformán, és tekintettel arra, hogy a modern (1948-2007) nyarak (június-szeptember) a Kárpát-medencében melegebbek az AMO+ időszakokban, mint az AMO- időszakokban (Fodor & Seres, 2008), úgy gondoljuk, hogy a kelet-közép-európai stadiálisokat a délibb poláris jet pozíciók és AMO- állapotok jellemezték. A poláris jet pozíciójának déli irányú eltolódása a stadiálisok idején lehetővé tette a Szibériai Anticiklon (SA) (Pinto & Raible, 2012; Obreht et al., 2017) és az eurázsiai jégtakaró feletti magasnyomású rendszerhez kapcsolódó uralkodó keleti áramlási mintázatok fokozott befolyását Kelet-Közép-Európában (Ludwig et al., 2016; Schaffernicht et al., 2020). Ezzel szemben az interstadiális időszakokban, amikor a poláris jet északabbra tolódott, a kelet-európai nyarak szárazabbak voltak (pozitívabb δ^{18} Ohéj/ δ^{13} Chéj értékek), elsősorban a magasabb nyári és aktív időszaki léghőmérséklet miatt (magasabb TA47-héj), míg a téli-tavaszi időszak a stadiális időszakokhoz képest nedvesebb és kevésbé viharos lehetett, ami csökkent porfelhalmozódással járt.

Nyilvánvaló, hogy a hosszú távú, NAO-AMO és AMOC változékonyság a modern korhoz hasonlóan jelentős hatással lehetett Európa múltbeli éghajlatára (Sutton & Dong, 2012). A legújabb modellezési eredmények és komplex paleoklíma-adatbázisok (Kaushal et al., 2021), valamint őséghajlati paraméterek regionálisan összegyűjtött adatai (pl. Kern et al., 2016) nagy ezeréves időskálájú mértékben segíthetnek а százés (stadiális-interstadiális) környezetváltozások mozgatórugóinak jobb megértésében. Közelmúltbeli modellezések során úgy találták, hogy a sztochasztikus légköri kényszerek évszázados lehűlési/melegedési fázisokat okoznak a légkört, tengereket és krioszférát teljesen összekapcsoló (fully-coupled) klímamodellek iparosodás előtti futtatásaiban (Drijfhout et al., 2013; Kleppin et al., 2015), amelyek hasonlítanak az utolsó jégkorszak D-O típusú klímaváltozásaira. A Kleppinmodellben egy erős negatív NAO-fázishoz hasonlító, sztochasztikus légköri cirkulációs anomália olyan mögöttes hajtóerőnek bizonyult, amely aztán a tengeri jég-óceáni cirkuláció kölcsönhatásait és visszacsatolásait vonta maga után (Li et al., 2005; Kleppin et al., 2015; Boers et al., 2018). Klockmann et al. (2020) szimulációiban az évezredes léptékű éghajlati oszcillációkat az AMOC és a szubpoláris óceáni köráram (SPG) kölcsönhatása hajtja és szélés sűrűség vezérelt visszacsatolások irányítják. A mi eredményeinkkel együtt ez azt jelentheti, hogy a nagyléptékű utolsó jégkorszaki légköri cirkuláció (a poláris jet pozíciók) változékonysága lehet az a kulcsfontosságú mechanizmus, amelynek révén a D-O események során bekövetkező éghajlati változások átterjednek Európába és potenciálisan tovább Ázsiába.

4. Összefoglalás

Amint azt jégmagokból és tengeri üledékekből származó proxy-adatsorok bizonyítják az utolsó glaciális általánosan hideg éghajlatát hirtelen felmelegedések szakították meg, ami az északatlanti régió jellegzetes D-O ciklusaiban nyilvánult meg. Ezek a gyors éghajlati rezsimváltások globális hatással voltak, így befolyásolták a kontinensek éghajlatát és növényzetét is, amint azt szárazföldi klímaarchívumok (pl. cseppkövek és tavi üledékek) adataiból is látjuk. Ezen klímakilengések okainak, visszacsatolási mechanizmusainak és transzmissziójának jobb megértése révén a jelenleg is zajló globális felmelegedés bizonyos hatásait is pontosabban jelezhetjük előre a múltból nyert paleoklíma adatokon tesztelt klímamodellek révén. A lösz üledékekben rejlő információk ebben a kérdésben nagy jelentőséggel bírnak, mert az egykori porciklus időbeli változásainak rekonstrukcióját teszik lehetővé más éghajlati/környezeti paraméterekkel együtt és általuk világosabb képet kaphatunk a por és klíma közötti visszacsatolásokról. Ezek a kontinentális, szél szállította üledékek azonban mindezidáig kiaknázatlanok voltak a megfelelően pontos és megbízható kronológiák és környezeti proxy-k nélkül. Rövid értekezésemben arra mutatok bizonyítékokat, hogy a löszben lévő bizonyos csigafajok radiokarbon kormeghatározása egyfelől igen pontos és kis hibahatárral rendelkező kor-mélység modellek felállítását teszi lehetővé, valamint lehetőséget ad porfluxus számításokra is, ami a szemcseösszetételi adatokkal együtt a porforrások dinamikájába, mint a szárazföldi porciklus egy fontos elemébe enged bepillantást. Ugyanezek a csigafajok kvantitatív hőmérsékletbecsléseket, illetve a vizsgált terület ariditására vonatkozó információk kinyerését is lehetővé teszik, ami egyéb szárazföldi klímaarchívumok proxy adatai révén nem vagy nehezen elérhetők. Mivel a lösz globálisan igen elterjedt üledék (a Föld kontinentális területeinek 10%-át fedi), így rendkívül nagy potenciállal rendelkezik a közepes földrajzi szélességek őskörnyezeti viszonyainak feltárásában.

Az utolsó glaciális észak-atlanti klímaváltozásaira reagálva a kontinensek éghajlata és növényzete is átalakult, de ezek a területek vissza is hatottak a globális klímára többek között a megnövekedett porkibocsátás révén. A megnövekedett légköri porterhelés direkt és indirekt hatásai sok esetben hozzájárultak a további hőmérsékletcsökkenésekhez és az ásványi por eljutott a Föld legtávolabbi pontjaira, így a pólusokra is. Ezen ásványi por forrásainak azonosítása kulcsfontosságú, mert segít megérteni és pontosabban interpretálni a legjobb paleoklíma proxy adatsorokat nyújtó jégmagokban lévő éghajlati információkat. Éppen ez volt a rövid értekezésben bemutatott munkám másik célja, melynek során új izotópgeokémiai porforrás indikátorokat és kapcsolódó módszertani fejlesztéseket mutattam be, illetve rámutattam a forrásazonosítás buktatóira és a porforrás indikátorok kombinált alkalmazásának fontosságára. Úgy vélem, hogy a fent bemutatott új adatok és értelmezések elvezetnek a lösz üledékek szélesebb körben történő kiaknázáshoz, az utolsó glaciális éghajlati/környezeti paraméterek regionális és akár kontinentális léptékű rekonstruálásához, a por és a klíma közötti interakciók és a negyedidőszak végi éghajlati/környezeti folyamatok észak-atlanti régió és Európa relációját érintő mélyebb megértéséhez a globális folyamatok tükrében.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni az MTA doktori értekezésemben bemutatott és a kutatásaim korábbi szakaszában elért kutatási eredményeimhez hozzájáruló kollégák szakmai segítségét és a hosszabb-rövidebb kooperációt Urs Klötzli (Bécsi Tudományegyetem), Thomas Stevens (Uppsalai Egyetem), Jan-Pieter Buylaert (Dán Műszaki Egyetem), Stefano Bernasconi (ETH Zürich), Anders Svensson (Niels Bohr Intézet), Patrick Ludwig (Karlsruhe Institute of Technology), Torsten Vennemann (Lausanne-i Egyetem), Dorothee Hippler (Grazi Műszaki Egyetem), Molnár Mihály és Palcsu László (ATOMKI), Páll-Gergely Barna (ATK Növényvédelmi Intézet), Kovács János (Pécsi Tudományegyetem), Varga György (Földrajztudományi Intézet), Varga Andrea és Raucsik Béla (Szegedi Tudományegyetem), Németh Tibor és Novothny Ágnes (ELTE), valamint Bradák Balázs (Kobe Egyetem) kutatóknak. Külön szeretnék köszönetet mondani munkahelyi vezetőmnek Demény Attilának a szakmai támogatásért. Kele Sándor intézeti kollégámnak a közös munkáért és Kern Zoltánnak a rövid értekezésemhez fűzött értékes szakmai tanácsaiért. Hálával tartozom Fűköh Leventének és Krolopp Endrének a szakmai tréningekért és iránymutatásokért a löszben található puhatestűek meghatározása területén, valamint Sümegi Pálnak a korai munkáimhoz nyújtott szakmai tanácsaiért. Köszönetemet szeretném kifejezni korábbi munkahelyem, a Geodéziai és Geofizikai Intézet munkatársainak, így Mentes Gyulának, Bányai Lászlónak, Papp Gábornak és Benedek Juditnak a közös projektekben nyújtott segítségükért.

Szeretném megköszönni a családomnak, Briss Beátának és Újvári Dórának, hogy biztosították számomra a munkához szükséges nyugodt családi hátteret és szerető légkört, valamint édesapámnak Újvári Antalnak, édesanyámnak Hahner Mártának és nagymamámnak Hahner Istvánné Thürmer Erzsébetnek a PhD kutatásaim során nyújtott anyagi és lelki támogatást.

Rendkívül hálás vagyok a szakmai munkám során elnyert ösztöndíjakért és kutatási támogatásokért a Magyar Fulbright Bizottságnak, az osztrák FWF-nek és ÖeAD-nek, az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj Kuratóriumának, valamint az OTKA-nak és NKFIH-nak.

Irodalomjegyzék

A rövid értekezés alapjául szolgáló közlemények (PhD fokozatszerzés óta)

- Újvári, G., Stevens, T., Svensson, A., Klötzli, U.S., Manning, C., Németh, T., Kovács, J., Sweeney, M.R., Gocke, M., Wiesenberg, G.L.B., Markovic, S.B., Zech, M. (2015). Two possible source regions for central Greenland last glacial dust. *Geophysical Research Letters* 42, 10399–10408. <u>https://doi.org/10.1002/2015GL066153</u>
- Újvári, G., Kok, J. F., Varga, Gy., Kovács, J. (2016a). The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews* 154, 247–278. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006</u>
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B. (2016b). Charcoal and mollusc shell ¹⁴C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology* 35, 43–53. <u>https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.05.005</u>
- Újvári, G., Stevens, T., Molnár, M., Demény, A., Lambert, F., Varga, Gy., Jull, A. J. T., Páll-Gergely, B., Buylaert, J.-P., Kovács, J. (2017). Coupled European and Greenland last glacial dust activity driven by North Atlantic climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 114, 10622–10631. https://doi.org/10.1073/pnas.1712651114
- Újvári, G., Bernasconi, S. M., Stevens, T., Kele, S., Páll-Gergely, B., Surányi, G., Demény, A. (2021a). Stadial-interstadial temperature and aridity variations in East Central Europe preceding the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 36, Paper: e2020PA004170. <u>https://doi.org/10.1029/2020PA004170</u>
- Újvári, G., Klötzli, U., Horschinegg, M., Wegner, W., Hippler, D., Kiss, G. I., Palcsu, L. (2021b). Rapid decomposition of geological samples by ammonium bifluoride (NH₄HF₂) for combined Hf-Nd-Sr isotope analyses. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 35, Paper: e9081. <u>https://doi.org/10.1002/rcm.9081</u>
- Újvári, G., Klötzli, U., Stevens, T., Ludwig, P., Vennemann, T., Gier, S., Horschinegg, M., Palcsu, L., Hippler, D., Kovács, J., Di Biagio, C., Formenti, P. (2022). Greenland ice core record of last glacial dust sources and atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 127, e2022JD036597. <u>https://doi.org/10.1029/2022JD036597</u>

A szerző további hivatkozott, a rövid értekezés alapjául nem szolgáló közleményei

- Újvári, G., Klötzli, U. (2015). U–Pb ages and Hf isotopic composition of zircons in Austrian last glacial loess: Constraints on heavy mineral sources and sediment transport pathways. *International Journal of Earth Sciences* 104, 1365–1385. <u>https://doi.org/10.1007/s00531-014-1139-x</u>
- Újvári, G., Kovács, J., Varga, Gy., Raucsik, B., Markovic, S. B. (2010). Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29, 3157–3166. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.005</u>
- Újvári, G., Varga, A., Ramos, F. C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T. (2012). Evaluating the use of clay mineralogy, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb ages in tracking dust provenance: An example from loess of the Carpathian Basin. *Chemical Geology* 304– 305, 83–96. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.007</u>
- Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J., Várhegyi, A. (2014). AMS ¹⁴C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age-depth models for the last 40 ka. *Quaternary Science Reviews* 106, 140–154. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.009</u>

Újvári, G., Wegner, W., Klötzli, U., Horschinegg, M., Hippler, D. (2018). Sr-Nd-Hf isotopic analysis of <10 mg dust samples: implications for ice core dust source fingerprinting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19, 60–72. <u>https://doi.org/10.1002/2017GC007136</u>

További hivatkozott irodalmak

- Aarons, S. M., Blakowski, M. A., Aciego, S. M., Stevenson, E. I., Sims, K. W. W., Scott, S. R., Aarons, C. (2017). Geochemical characterization of critical dust source regions in the American West. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 215, 141–161. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2017.07.024</u>
- Abbott, P. M., Davies, S. M. (2012). Volcanism and the Greenland ice-cores: The tephra record. *Earth-Science Reviews* 115, 173–191. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.09.001</u>
- Abouchami, W., Näthe, K., Kumar, A., Galer, S. J. G., Jochum, K. P., Williams, E., Horbe, A. M. C., Rosa, J. W. C., Balsam, W., Adams, D., Mezger, K., Andreae, M. O. (2013). Geochemical and isotopic characterization of the Bodélé Depression dust source and implications for transatlantic dust transport to the Amazon Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 380, 112–123. <u>http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.028</u>
- Ascough, P. L., Bird, M.I., Francis, S. M., Lebl, T. (2011). Alkali extraction of archaeological and geological charcoal: evidence for diagenetic degradation and formation of humic acids. *Journal of Archaeolical Science* 38, 69–78. <u>https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.08.011</u>
- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S., Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature* 400, 740–743. <u>https://doi.org/10.1038/23432</u>
- Alley, R. B., Marotzke, J., Nordhaus, W. D., Overpeck, J. T., Peteet, D. M., Pielke, R. A., Pierrehumbert, R. T., Rhines, P. B., Stocker, T. F., Talley, L. D., Wallace, J. M. (2003). Abrupt climate change. *Science* 299, 2005–2010. <u>https://doi.org/10.1126/science.1081056</u>
- Andersen, K. K., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Dahl-Jensen, D., Vinther, B. M., Clausen, H. B. (2006). The Greenland ice core chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246–3257. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.08.002</u>
- Anderson, N. T., Kelson, J. R., Kele, S., Daëron, M., Bonifacie, M., Horita, J., Mackey, T. J., John, C. M., Kluge, T., Petschnig, P., Jost, A. B., Huntington, K. W., Bernasconi, S. M., Bergmann, K. D. (2021). A unified clumped isotope thermometer calibration (0.5-1100 °C) using carbonate-based standardization. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL092069. <u>https://doi.org/10.1029/2020GL092069</u>
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Zöller, L. (2009a). Evidence of rapid and cyclic eolian deposition during the Last Glacial in European loess series (Loess events): the high-resolution records from Nussloch (Germany). *Quaternary Science Reviews* 28, 2955–2973. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001
- Antoine, P., Rousseau, D.D., Fuchs, M., Hatté, C., Marcovic, S.B., Jovanovic, M., Gaudenyi, T., Moine, O., Rossignol, J. (2009b). High resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian basin at Surduk (Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 198, 19–36. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.008</u>

- Asahara, Y., Tanaka, T., Kamioka, H., Nishimura, A., Yamazaki, T. (1999). Provenance of the north Pacific sediments and process of source material transport as derived from Rb–Sr isotopic systematic. *Chemical Geology* 158, 271–291. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00056-X
- Aubert, D., Stille, P., Probst, A. (2001). REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 387–406 (2001). <u>https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00546-9</u>
- Balakrishnan, M., Yapp, C. J. (2004). Flux balance models for the oxygen and carbon isotope compositions of land snail shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2007–2024. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.027</u>
- Bauer, K., Vennemann, T. W. (2014). Analytical methods for the measurement of hydrogen isotope composition and water content in clay minerals by TC/EA. *Chemical Geology* 363, 229–240. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.039</u>
- Bayon, G., Burton, K. W., Soulet, G., Vigier, N., Dennielou, B., Etobleau, J., Ponzevera, E., German, C. R., Nesbitt, R. W. (2009). Hf and Nd isotopes in marine sediments: Constraints on global silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 318–326 (2009). <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.028</u>
- Berger, A. L. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. Journal of Atmospheric Science 35, 2362–2367. <u>https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2</u>
- Bernasconi, S. M., Müller, I. A., Bergmann, K. D., Breitenbach, S. F. M., Fernandez, A., Hodell, D. A., Jaggi, M., Meckler, A. N., Millan, I., Ziegler, M. (2018). Reducing uncertainties in carbonate clumped isotope analysis through consistent carbonate-based standardization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19, 2895–2914. <u>https://doi.org/10.1029/2017GC007385</u>
- Bernasconi, S. M., Daëron, M., Bergmann, K., Bonifacie, M., Meckler, A. N., Affek, H., Anderson, N., Bajnai, D., Barkan, E., Beverly, E., Blamart, D., Burgener, L., Calmels, D., Chaduteau, C., Clog, M., Davidheiser-Kroll, B., Davies, A., Dux, F., Eiler, J., Elliott, B., Fetrow, A. C., Fiebig, J., Goldberg, S., Hermoso, M., Huntington, K. W., Hyland, E., Ingalls, M., Jaggi, M., John, C. M., Jost, A. B., Katz, S., Kelson, J., Kluge, T., Kocken, I. J., Laskar, A., Leutert, T. J., Liang, D., Lucarelli, J., Mackey, T. J., Mangenot, X., Meinicke, N., Modestou, S. E., Müller, I. A., Murray, S., Neary, A., Packard, N., Passey, B. H., Pelletier, E., Petersen, S., Piasecki, A., Schauer, A., Snell, K. E., Swart, P. K., Tripati, A., Upadhyay, D., Vennemann, T., Winkelstern, I., Yarian, D., Yoshida, N., Zhang, N., Ziegler, M. (2021). InterCarb: A community effort to improve inter-laboratory standardization of the carbonate clumped isotope thermometer using carbonate standards. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 22, e2020GC009588. https://doi.org/10.1029/2020GC009588
- Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76, 803–832. <u>https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[803:MASORD]2.0.CO;2</u>
- Biscaye, P. E., Grousset, F. E., Revel., M., Van der Gaast, S., Zielinski, G. A., Vaars, A., Kukla, G. (1997). Asian provenance of last glacial maximum dust in the GISP-2 ice core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102, 26765–26781. <u>https://doi.org/10.1029/97JC01249</u>
- Blaauw, M., Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 454-474. <u>https://doi.org/10.1214/11-BA618</u>

- Boers, N., Ghil, M., Rousseau, D.-D. (2018). Ocean circulation, ice shelf, and sea ice interactions explain Dansgaard–Oeschger cycles. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 115, 11005–11014. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1802573115</u>
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L. (1992). Evidence of massive discharges of icebergs into the North Atlantic during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249. <u>https://doi.org/10.1038/360245a0</u>
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147 (1993). <u>https://doi.org/10.1038/365143a0</u>
- Bory, A. J.-M., Biscaye, P. E., Grousset, F. E. (2003). Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in Greenland (NorthGRIP). *Geophysical Reserach Letters* 30, 1167. <u>https://doi.org/10.1029/2002GL016446</u>
- Bottyán, E., Czuppon, Gy., Weidinger, T., Haszpra, L., Kármán, K. (2017). Moisture source diagnostics and isotope characteristics for precipitation in east Hungary: Implications for their relationship. *Hydrological Sciences Journal* 62, 2049–2060. <u>https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1358450</u>
- Bourne, A. J., Abbott, P. M., Albert, P. G., Cook, E., Pearce, N. J. G., Ponomareva, V., Svensson, A., Davies, S. M. (2016). Underestimated risks of recurrent long-range ash dispersal from northern Pacific Arc volcanoes. *Scientific Reports* 6, 29837. <u>https://doi.org/10.1038/srep29837</u>
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., Patchett, P. J. (2008). The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48–57. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010</u>
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., Zhao, Y. (2012). Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nature Climate Change* 2, 417–424. https://doi.org/10.1038/nclimate1456
- Brass, G. W. (1975). The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1647–1653. https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90086-1
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360. https://doi.org/10.1017/S0033822200033865
- Burton, G. R., Rosman, K. J. R., Candelone, J-P., Burn, L. J., Boutron, C. F., Hong, S. (2007). The impact of climatic conditions on Pb and Sr isotopic ratios found in Greenland ice, 7 – 150 ky BP. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 557–566. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.015
- Capo, R. C., Stewart, B. W., Chadwick, O. A. (1998). Strontium isotopes as tracers of ecosystem processes: Theory and methods. *Geoderma* 82, 197–225. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00102-X
- Capron, E., Rasmussen, S. O., Popp, T. J., Erhardt, T., Fischer, H., Landais, A., Pedro, J. B., Vettoretti, G., Grinsted, A., Gkinis, V., Vaughn, B., Svensson, A., Vinther, B. M., White, J. W. C. (2021). The anatomy of past abrupt warmings recorded in Greenland ice. *Nature Communications* 12, 2106. <u>https://doi.org/10.1038/s41467-021-22241-w</u>
- Chen, J., Li, G., Yang, J., Rao, W., Lu, H., Balsam, W., Sun, Y., Ji, J. (2007). Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 3904–3914. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.033
- Cheng, L. Q., Song, Y. G., Wu, Y., Liu, Y. G., Liu, H. F., Chang, H., Zong, X. L., Kang, S. G. (2021). Drivers for asynchronous patterns of dust accumulation in Central and

Eastern Asia and in Greenland during the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL091194. <u>https://doi.org/10.1029/2020GL091194</u>

- Chin, M., Savoie, D. L., Huebert, B. J., Bandy, A. R., Thornton, D. C., Bates, T. S., Quinn, P. K., Salzmann, E. S., De Bruyn, W. J. (2000). Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Comparison with field observations and regional budgets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105, 24689–24712. <u>https://doi.org/10.1029/2000JD900385</u>
- Cook, E., Portnyagin, M., Ponomareva, V., Bazanova, L., Svensson, A., Garbe-Schönberg, D. (2018). First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: Implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest. *Quaternary Science Reviews* 181, 200–206. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036
- Daëron, M., Blamart, D., Peral, M. & Affek, H. P. (2016). Absolute isotopic abundance ratios and the accuracy of Δ47 measurements. *Chemical Geology* 442, 83–96. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.014
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468. <u>https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x</u>
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. <u>https://doi.org/10.1038/364218a0</u>
- Dasch, E. J. (1969). Strontium isotopes in profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 1521–1552. <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90153-7</u>
- Delmonte, B., Basile-Doelsch, I., Petit, J-R., Maggi, V., Revel-Rolland, M., Michard, A., Jagoutz, E., Grousset, F. (2004). Comparing the EPICA and Vostok dust records during the last 220,000 years: Stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. *Earth-Science Reviews* 66, 63–87. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.004</u>
- Delworth, T. L. Zeng, F., Zhang, R., Vecchi, G.A., Yang, X. (2017). The central role of ocean dynamics in connecting the North Atlantic Oscillation to the extratropical component of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate* 30, 3789–3805. <u>https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0358.1</u>
- Dong, J., Eiler, J., An, Z., Wu, N., Liu, W., Li, X., Kitchen, N., Lu, F. (2020). Clumped and stable isotopes of land snail shells on the Chinese Loess Plateau and their climatic implications. *Chemical Geology* 533, 119414. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119414</u>
- Drijfhout, S., Gleeson, E., Dijkstra, H. A., Livina, V. (2013). Spontaneous abrupt climate change due to an atmospheric blocking–sea-ice–ocean feedback in an unforced climate model simulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 110, 19713–19718. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1304912110</u>
- Duprat-Oualid, F., Rius, D., Bégeot, C., Magny, M., Millet, L., Wulf, S., Appelt, O. (2017). Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7k cal a BP: The Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). *Journal of Quaternary Science* 32, 1008–1021. <u>https://doi.org/10.1002/jqs.2972</u>
- Eagle R. A., Risi, C., Mitchell, J. L., Eiler, J. M., Seibt, U., Neelin, J. D., Li, G., Tripati, A. K. (2013). High regional climate sensitivity over continental China constrained by glacialrecent changes in temperature and the hydrological cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 110, 8813–8818. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1213366110</u>

- Erhardt, T., Capron, E., Rasmussen, S. O., Schöpbach, S., Bigler, M, Adolphi, F., Fischer, H. (2019). Decadal-scale progression of the onset of Dansgaard–Oeschger warming events. *Climate of the Past* 15, 811–825. <u>https://doi.org/10.5194/cp-15-811-2019</u>
- Evin, J., Marechal, J., Pachiaudi, C. (1980). Conditions involved in dating terrestrial shells. *Radiocarbon* 22, 545–555. <u>https://doi.org/10.1017/S0033822200009875</u>
- Feng, J.-L., Zhu, L.-P., Zhen, X.-L., Hu, Z.-G. (2009). Grain size effect on Sr and Nd isotopic compositions in eolian dust: Implications for tracing dust provenance and Nd model age. *Geochemical Journal* 43, 123–131. <u>https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0007</u>
- Fernandez, A., Müller, I. A., Rodriguez-Sanz, L., van Dijk, I., Looser, N., Bernasconi, S. M. (2017). Reassessment of the precision of carbonate clumped isotope measurements: implications for calibrations and paleoclimate reconstructions. *Geochemistry*, *Geophysics, Geosystems* 18, 4375–4386. <u>https://doi.org/10.1002/2017GC007106</u>
- Fischer, H., Siggaard-Andersen, M.-L., Ruth, U., Röthlisberger, R., Wolff, E. (2007). Glacial/Interglacial changes in mineral dust and sea salt records in polar ice cores: sources, transport, deposition. *Reviews of Geophysics* 45, RG1002. <u>https://doi.org/10.1029/2005RG000192</u>
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J., Tüysüz, O. (2009). Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophysical Research Letters* 36, L19707. <u>https://doi.org/10.1029/2009GL040050</u>
- Fodor, Z., Seres, A. T. (2008). Az Atlanti-óceán felszíni vízhőmérsékletének több évtizedes oszcillációja és hatásai az atlanti-európai térségre az elmúlt 60 évben. Légkör, 53(2), 25–29. <u>http://owww.met.hu/legkor/legkor200802.pdf</u>
- Fohlmeister, J. (2012). A statistical approach to construct composite climate records of dated archives. *Quaternary Geochronology* 14, 48–56. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.06.007
- Fuhrer, K., Wolff, E. W., Johnsen, S. J. (1999). Timescales for dust variability in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core in the last 100,000 years. Journal of Geophysical Research 104, 31043–31052. <u>https://doi.org/10.1029/1999JD900929</u>
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature* 421, 833–837. <u>https://doi.org/10.1038/nature01391</u>
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S.-J., (2001). Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *Journal* of Geophysical Research: Atmospheres 106, 20255–20273. https://doi.org/10.1029/2000JD000053
- Gocke, M., Kuzyakov, Y., Wiesenberg, G. L. (2010). Rhizoliths in loess evidence for postsedimentary incorporation of root-derived organic matter in terrestrial sediments as assessed from molecular proxies. *Organic Geochemistry* 41, 1198–1206. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.08.001
- Gocke, M., Pustovoytov, K., Kuhn, P., Wiesenberg, G., Löscher, M., Kuzyakov, Y. (2011). Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: δ¹³C, ¹⁴C. *Chemical Geology* 283, 251–260. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.022</u>
- Goodfriend, G. A., Ellis, G. L. (2002). Stable carbon and oxygen isotopic variations in modern Rabdotus land snail shells in the southern Great Plains, USA, and their relation to environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1987–2002. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00824-4</u>

- Goodfriend, G. A., Hood, D. G. (1983). Carbon isotope analysis of land snail shells; implications for carbon sources and radiocarbon dating. *Radiocarbon* 25, 810–830. https://doi.org/10.1017/S0033822200006226
- Goodfriend, G. A., Stipp, J. J. (1983). Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonate. *Geology* 11, 575–577. <u>https://doi.org/10.1130/0091-</u> <u>7613(1983)11<575:LATPOR>2.0.CO;2</u>
- Goodfriend, G. A., Magaritz, M. (1987). Carbon and oxygen isotope composition of shell carbonate of desert land snails. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 377–388. https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90234-2
- Goodfriend, G. A., Magaritz, M., Gat, J. R. (1989). Stable isotope composition of land snail body water and its relation to environmental waters and shell carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3215–3221. <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90102-6</u>
- Griffin, J. J., Windom, H., Goldberg, E. D. (1968). The distribution of clay minerals in the World ocean. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 15, 433–459. https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90051-X
- Grossman, E. L., Ku, T-L. (1986). Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology* 59, 59–74. https://doi.org/10.1016/0168-9622(86)90057-6
- Grousset, F. E., Biscaye, P. E. (2005). Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes. *Chemical Geology* 222, 149–167. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.006
- Guo, Y., Deng, W., Wei, G., Lo, L., Wang, N. (2019). Clumped isotopic signatures in land snail shells revisited: possible palaeoenvironmental implications. *Chemical Geology* 519, 83–94. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.04.030</u>
- Han, C. H., Hur, S. D., Han, Y. C., Lee, K. H., Hong, S. M., Erhardt, T, Fischer, H., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vallelonga, P. (2018). High-resolution isotopic evidence for a potential Saharan provenance of Greenland glacial dust. *Scientific Reports* 8, 15582. <u>https://doi.org/10.1038/s41598-018-33859-0</u>
- Hansson, M. E. (1994). The Renland ice core. A Northern Hemisphere record of aerosol composition over 120,000 years. *Tellus* 46B, 390–418. https://doi.org/10.3402/tellusb.v46i5.15813
- Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Brewer, S., Prentice. I. C., Boyd, M., Hessler, I., Holmgren, K., Izumi, K., Willis, K. (2014). Climate model benchmarking with glacial and mid-Holocene climates. *Climate Dynamics* 43, 671–688. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-013-1922-6</u>
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152. <u>https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9</u>
- Hemming, S. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, RG1005. <u>https://doi.org/10.1029/2003RG000128</u>
- Hoskin, P. W. O., Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27–62. <u>https://doi.org/10.2113/0530027</u>
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH4. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 504–519. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.002</u>
- Huybers, P. (2006). Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science* 313, 508–511. <u>https://doi.org/10.1126/science.1125249</u>

- Jautzy J. J., Savard, M. M., Dhillon, R. S., Bernasconi, S. M., Smirnoff, A. (2020). Clumped isotope temperature calibration for calcite: Bridging theory and experimentation. *Geochemical Perspectives Letters* 14, 36–41. https://doi.org/10.7185/geochemlet.2021
- John, C. M., Bowen, D. (2016). Community software for challenging isotope analysis: First applications of 'Easotope' to clumped isotopes. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 30, 2285–2300. <u>https://doi.org/10.1002/rcm.7720</u>
- Jull, A. J. T., Burr, G. S., Beck, J. W., Hodgins, G. W. L., Biddulph, D. L., Gann, J., Hatheway, A. L., Lange, T. E., Lifton, N. A. (2006). Application of accelerator mass spectrometry to environmental and paleoclimate studies at the University of Arizona. *Radioactivity in the Environment* 8, 3–23. <u>https://doi.org/10.1016/S1569-4860(05)08001-0</u>
- Jungclaus, J., Giorgetta, M., Reick, C., Legutke, S., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Fischer, N., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H.-D., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Müller, W., Notz, D., Pohlmann, T., Raddatz, T., Rast, S., Roeckner, E., Salzmann, M., Schmidt, H., Schnur, R., Segschneider, J., Six, K., Stockhause, M., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.-H., Claussen, M., Marotzke, J., Stevens, B. (2012). CMIP5 simulations of the Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M) based on the MPIESM-P model: The LGM experiment. ESGF, WDCC at DKRZ. https://doi.org/10.1594/WDCC/CMIP5.MXEPlg
- Kang, S. G., Roberts, H. M., Wang, X. L., An, Z. S., Wang, M. (2015). Mass accumulation rate changes in Chinese loess during MIS 2, and asynchrony with records from Greenland ice cores and North Pacific Ocean sediments during the Last Glacial Maximum. *Aeolian Research* 19, 251–258. <u>https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.05.005</u>
- Kaushal, N., Comas-Bru, L., Lechleitner, F. A., Hatvani, I. G., Kern, Z. (2021). Improving access to paleoclimate data. *Eos* 102, <u>https://doi.org/10.1029/2021E0155315</u>
- Kele, S., Breitenbach, S. F. M., Capezzuoli, E., Meckler, A. N., Ziegler, M., Millan, I. M., Kluge, T., Deák, J., Hanselmann, K., John, C. M., Yan, H., Liu, Z., Bernasconi, S. M. (2015). Temperature dependence of oxygen- and clumped isotope fractionation in carbonates: a study of travertines and tufas in the 6–95 °C temperature range. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 168, 172–192. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.032
- Kern, Z., Németh, A., Horoszné Gulyás, M., Popa, I., Levanič, T., Hatvani, I.G. (2016). Natural proxy records of temperature- and hydroclimate variability with annual resolution from the Northern Balkan–Carpathian region for the past millennium – Review & recalibration. *Quaternary International* 415, 109–125. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.012</u>
- Kern, Z., Hatvani, I. G., Czuppon, G., Fórizs, I., Erdélyi, D., Kanduč, T., Palcsu, L., Vreča, P. (2020). Isotopic 'Altitude' and 'Continental' Effects in Modern Precipitation across the Adriatic–Pannonian Region. *Water* 12, 1797. <u>https://doi.org/10.3390/w12061797</u>
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., Leuenberger, M. (2014). Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the Past* 10, 887–902. <u>https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014</u>
- Kleppin, H., Jochum, M., Otto-Bliesner, B., Shields, C. A., Yeager, S. (2015). Stochastic atmospheric forcing as a cause of Greenland climate transitions. *Journal of Climate* 28, 7741–7763. <u>https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00728.1</u>
- Klockmann, M., Mikolajewicz, U., Kleppin, H., Marotzke, J., (2020). Coupling of the subpolar gyre and the overturning circulation during abrupt glacial climate transitions. *Geophysical Research Letters* 47, e2020GL090361. <u>https://doi.org/10.1029/2020GL090361</u>

- Kohn, M. J. (2010). Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences U*. S. A. 107, 19691–19695. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1004933107</u>
- Kovács, J., Moravcová, M., Újvári, G., Pintér, A. G. (2012). Reconstructing the paleoenvironment of east central Europe in the Late Pleistocene using the oxygen and carbon isotopic signal of tooth in large mammal remains. *Quaternary International* 276–277, 145–154. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.009</u>
- Lainé, A., Kageyama, M., Salas-Mélia, D., Voldoire, A., Riviére, G., Ramstein, G., Planton, S., Tyteca, S., Peterschmitt, Y. T. (2008). Northern Hemisphere storm tracks during the Last Glacial Maximum in the PMIP2 ocean-atmosphere coupled models: Energetic study, seasonal cycle, precipitation. *Climate Dynamics* 32, 593–614. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-008-0391-9</u>
- Lambert, F., Tagliablue, A., Shaffer, G., Lamy, F., Winckler, G., Farias, L., Gallardo, L., De Pol-Holz, R. (2015). Dust fluxes and iron fertilization in Holocene and Last Glacial Maximum climates. *Geophysical Research Letters* 42, 6014–6023. <u>https://doi.org/10.1002/2015GL064250</u>
- Lapen, T. J., Mahlen, N. J., Johnson, C. M., Beard, B. L. (2004). High precision Lu and Hf isotope analyses of both spiked and unspiked samples: A new approach. *Geochemistry*, *Geophysics, Geosystems* 5, Q01010. <u>https://doi.org/10.1029/2003GC000582</u>
- Lécolle, P. (1985). The oxygen isotope composition of landsnail shells as a climatic indicator: Applications to hydrogeology and paleoclimatology. *Chemical Geology* 58, 157–181. <u>https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90036-3</u>
- Lenton, T. M., Rockström, J., Gaffney, O., Rahmstorf, S., Richardson, K., Steffen, W., Schellnhuber, H. J. (2019). Climate tipping points—too risky to bet against. *Nature* 575, 592–595. <u>https://doi.org/10.1038/d41586-019-03595-0</u>
- Li, C., Born, A. (2019). Coupled atmosphere-ice-ocean dynamics in Dansgaard-Oeschger events. *Quaternary Science Reviews* 203, 1–20. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.031
- Li, C., Battisti, D. S., Schrag, D. P., Tziperman, E. (2005). Abrupt climate shifts in Greenland due to displacements of the sea ice edge. *Geophysical Research Letters* 32, L19702. https://doi.org/10.1029/2005GL023492
- Lisiecki, L. E., Raymo. M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records. *Paleoceanography* 20, PA1003. <u>https://doi.org/10.1029/2004PA001071</u>
- Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J., Messori, G. (2016). Stationary wave reflection as a mechanism for zonalising Atlantic winter jet at the LGM. *Journal of the Atmospheric Sciences* 73, 3329–3342. <u>https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0295.1</u>
- Löfverström, M. (2020). A dynamic link between high-intensity precipitation events in southwestern North America and Europe at the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 534, 116081. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116081</u>
- Ludwig, P., Schaffernicht, E. J., Shao, Y., Pinto, J. G. (2016). Regional atmospheric circulation over Europe during the Last Glacial Maximum and its links to precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 2130–2145. <u>https://doi.org/10.1002/2015JD024444</u>
- Ludwig, P., Gavrilov, M. B., Markovic, S. B., Újvári, G., Lehmkuhl, F. (2021). Simulated regional dust cycle in the Carpathian Basin and the Adriatic Sea region during the Last Glacial Maximum. *Quaternary International* 581–582, 114–127. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.048</u>
- Luetscher, M., Boch, R., Sodemann, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Frisia, S., Hof, F., Müller, W. (2015). North Atlantic storm track changes during the last glacial

maximum recorded by alpine speleothems. *Nature Communications* 6, 6344. <u>https://doi.org/10.1038/ncomms7344</u>

- Lupker, M., Aciego, S. M., Bourdon, B., Schwander, J., Stocker, T. F. (2010). Isotopic tracing (Sr, Nd, U and Hf) of continental and marine aerosols in an 18th century section of the Dye-3 ice core (Greenland). *Earth and Planetary Science Letters* 295, 277–286. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.010</u>
- Lynch-Stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., Hirschi, J. J.-M-., Ivanova, E. V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T. M., McCave I. N., McManus, J. F., Mulitza, S., Ninnemann, U., Peeters, F., Yu, E.-F., Zahn, R. (2007). Atlantic Meridional Overturning Circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 316, 66–69. <u>https://doi.org/10.1126/science.1137127</u>
- Magyari, E., Jakab, G., Rudner, E., Sümegi, P. (1999). Palynological and plant macrofossil data on Late Pleistocene short term climatic oscillations in North-east Hungary. *Acta Palaeobotanica Supplementum* 2, 491–502. <u>http://bomax.botany.pl/pubs/#article-2087</u>
- Mahlen, N. J., Johnson, C. M., Beard, B. L., Lapen, T. J. (2008). An investigation of dissolution methods for Lu-Hf and Sm-Nd isotope studies in zircon- and garnet-bearing whole-rock samples. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q01002. <u>https://doi.org/10.1029/2007GC001605</u>
- Mahowald, N. (2011). Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate. *Science* 334, 794–796. <u>https://doi.org/10.1126/science.1207374</u>
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., Luo, C. (2006). Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D10202. https://doi.org/10.1029/2005JD006653
- Martinez-Lamas, R., Toucanne, S., Debret, M., Riboulot, V., Deloffre, J., Boissier, A., Cheron, S., Pitel, M., Bayon, G., Giosan, L., Soulet, G. (2020). Linking Danube River activity to Alpine Ice-Sheet fluctuations during the last glacial (ca. 33-17 ka BP): Insights into the continental signature of Heinrich Stadials. *Quaternary Science Reviews* 229, 106136. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106136</u>
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G. C. (1994). Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. *Science* 263, 1747–1751. <u>https://doi.org/10.1126/science.263.5154.1747</u>
- McGeehin, J. P., Burr, G. S., Jull, A. J. T., Reines, D., Gosse, J., Davis, P. T., Muhs, D., Southon, J. R. (2001). Stepped-combustion ¹⁴C dating of sediment: a comparison with established techniques. *Radiocarbon* 43, 255–261. <u>https://doi.org/10.1017/S003382220003808X</u>
- Meckler, A. N., Ziegler, M., Millan, M. I., Breitenbach, S. F. M., Bernasconi, S. M. (2014). Long-term performance of the Kiel carbonate device with a new correction scheme for clumped isotope measurements. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 28, 1705–1715. <u>https://doi.org/10.1002/rcm.6949</u>
- Menviel, L. C., Skinner, L. C., Tarasov, L., Tzedakis, P. C. (2020). An ice–climate oscillatory framework for Dansgaard–Oeschger cycles. *Nature Reviews Earth & Environment* 1, 677–693. <u>https://doi.org/10.1038/s43017-020-00106-y</u>
- Metref, S., Rousseau, D. D., Bentaleb, I., Labonne, M., Vianey-Liaud, M. (2003). Study of the diet effect on δ13C of shell carbonate of the land snail Helix aspersa in experimental conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 381–393. <u>https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00224-3</u>

- Meyer, K. W., Aciego, S., Koorneef, J. M. (2017). Radiogenic isotopic compositions of low concentration dust and aerosol from the GISP2 ice core. *Chemical Geology* 472, 31–43. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.021
- Moine, O., Rousseau, D-D., Jolly, D., Vianey-Liaud, M. (2002). Paleoclimatic reconstruction using mutual climatic range on terrestrial mollusks. *Quaternary Research* 57, 162–172. https://doi.org/10.1006/gres.2001.2286
- Moine, O., Rousseau, D.-D., Antoine, P. (2008). The impact of Dansgaard-Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. *Quaternary Research* 70, 91–104. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.010
- Moine, O., Antoine, P., Hatté, C., Landais, A., Mathieu, J., Prud'homme, C., Rousseau, D.-D. (2017). The impact of last glacial climate variability in west-European loess revealed by radiocarbon dating of fossil earthworm granules. *Proceedings of the National Academy* of Sciences USA 114, 6209–6214. <u>https://doi.org/10.1073/pnas.1614751114</u>
- Molnár, M., Janovics, R., Major, I., Orsovszki, J., Gönczi, R., Veres, M., Leonard, A. G., Castle, S. M., Lange, T. E., Wacker, L., Hajdas, I., Jull, A. J. T. (2013). Status report of the new AMS 14C sample preparation lab of the hertelendy laboratory of environmental studies (Debrecen, Hungary). *Radiocarbon* 55, 665–676. https://doi.org/10.1017/S0033822200057829
- Moore, D. M., Reynolds, R. C. (1997). X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2. kiadás, Oxford University Press.
- Müller, U. C., Pross, J., Tzedakis, P. C., Gamble, C., Kotthoff, U., Schmiedl, G., Wulf, S., Christanis, K. (2011). The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quaternary Science Reviews* 30, 273–279. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.016
- Müller, I. A., Fernandez, A., Radke, J., van Dijk, J., Bowen, D., Schwieters, J., & Bernasconi, S. M. (2017). Carbonate clumped isotope analyses with the long-integration dual-inlet (LIDI) workflow: scratching at the lower sample weight boundaries. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 31, 1057–1066. https://doi.org/10.1002/rcm.7878
- North Greenland Ice Core Project members (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. <u>https://doi.org/10.1038/nature02805</u>
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L., Rolf, C. (2011). Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234, 75–85. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.08.002</u>
- Obreht, I., Hambach, U., Veres, D., Zeeden, C., Bösken, J., Stevens, T., Markovic, S. B., Klasen, N., Brill, D., Burow, C., Lehmkuhl, F. (2017). Shift of large-scale atmospheric systems over Europe during late MIS 3 and implications for Modern Human dispersal. *Scientific Reports* 7, 5848. <u>https://doi.org/10.1038/s41598-017-06285-x</u>
- O'Hara, M. J., Kellogg, C. M., Parker, C. M., Morrison, S. S., Corbey, J. F., Grate, J. W. (2017). Decomposition of diverse solid inorganic matrices with molten ammonium bifluoride salt for constituent elemental analysis. *Chemical Geology* 466, 341–351. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.023</u>
- Pigati, J. S., Rech, J. A., Nekola, J. C. (2010). Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. *Quaternary Geochronology* 5, 519–532. https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.001

- Pigati, J. S., McGeehin, J. P., Muhs, D. R., Bettis III, E. A. (2013). Radiocarbon dating late Quaternary loess deposits using small terrestrial gastropod shells. *Quaternary Science Reviews* 76, 114–128. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.013</u>
- Pinto, J. G., Raible, C. C. (2012). Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. *WIREs Climate Change* 3, 79–90. <u>https://doi.org/10.1002/wcc.150</u>
- Pinto, J. G., Ludwig, P. (2020). Extratropical cyclones over the North Atlantic and western Europe during the last glacial maximum and implications for proxy interpretation. *Climate of the Past* 16, 611–626. <u>https://doi.org/10.5194/cp-16-611-2020</u>
- Porter, S.C., An, Z.S. (1995). Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375, 305–308. https://doi.org/10.1038/375305a0
- Prendergast, A. L., Stevens, R. E., Barker, G., O'Connell, T. C. (2015). Oxygen isotope signatures from land snail (Helix melanostoma) shells and body fluid: proxies for reconstructing Mediterranean and North African rainfall. *Chemical Geology* 409, 87– 98. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.014</u>
- Prendergast, A. L., Stevens, R.E., Hill, E.A., Hunt, C., O'Connell, T.C., Barker, G.W. (2017). Carbon isotope signatures from land snail shells: implications for palaeovegetation reconstruction in the eastern Mediterranean. *Quaternary International* 432, 48–57. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.053</u>
- Prud'homme, C., Lécuyer, C., Antoine, P., Moine, O., Hatté, C., Fourel, F., Martineau, F., Rousseau, D.-D. (2016). Palaeotemperature reconstruction during the Last Glacial from δ¹⁸O of earthworm calcite granules from Nussloch loess sequence, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 442, 13–20. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.045</u>
- Raible. C. C., Pinto, J. G., Ludwig, P., Messmer, M. (2020). A review of past changes in extratropical cyclones in the northern hemisphere and what can be learned for the future. *WIREs Climate Change* e680, 1–21, <u>https://doi.org/10.1002/wcc.680</u>
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S., Blunier, T., Buchardt, B., Clausen, H., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W., Lowe, J., Pedro, J., Popp, T., Seierstad, I., Steffensen, J., Svensson, A., Vallelonga, P., Vinther, B., Walker, M., Wheatley, J. J., Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007</u>
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. <u>https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947</u>
- Riviére, G., Lainé, A., Lapeyre, G., Salas-Mélia, D., Kageyama, M. (2010). Links between Rossby wave breaking and the North Atlantic Oscillation–Arctic Oscillation in presentday and Last Glacial Maximum climate simulations. *Journal of Climate* 23, 2987–3008. <u>https://doi.org/10.1175/2010JCLI3372.1</u>
- Rousseau, D.-D., Antoine, P., Hatté, C., Lang, A., Zöller, L., Fontugne, M., Ben Othman, D., Luck, J.-M., Moine, O., Labonne, M., Bentaleb, I., Jolly, D. (2002). Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews* 21, 1577–1582. <u>https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00034-3</u>

- Rousseau, D.-D., Sima, A., Antoine, P., Hatté, C., Lang, A., Zöller, L., 2007. Link between European and North-Atlantic abrupt climate changes over the last glaciation. *Geophysical Research Letters* 34, L22713. http://dx.doi.org/10.1029/2007/GL031716
- Rousseau, D.-D., Antoine, P., Sun, Y. (2021). How dusty was the last glacial maximum over Europe? *Quaternary Science Reviews* 254, 106775. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106775
- Rubin, M., Likins, R.C., Berry, E. G. (1963). On the validity of radiocarbon dates from snail shells. *Journal of Geology* 71, 84–89. https://doi.org/10.1086/626878
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Kern, Z. (2016). Permafrost or seasonal frost? A review of paleoclimate proxies of the last glacial cycle in the East Central European lowlands. *Quaternary International* 415, 241–252. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.027</u>
- Ruth, U., Wagenbach, D., Steffensen, J. P., Bigler, M. (2003). Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research* 108, 4098, <u>https://doi.org/10.1029/2002JD002376</u>
- Ruth, U., Bigler, M., Röthlisberger, R., Siggaard-Andersen, M.-L., Kipfstuhl, S., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Johnsen, S. J., Lu, H., Steffensen, J. P. (2007). Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and east Asian glacial climate. *Geophysical Research Letters* 34, L03706. <u>https://doi.org/10.1029/2006GL027876</u>
- Samartin, S., Heiri, O., Kaltenrieder, P., Kühl, N., Tinner, W. (2016). Reconstruction of full glacial environments and summer temperatures from Lago della Costa, a refugial site in Northern Italy. *Quaternary Science Reviews* 143, 107–119. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.005
- Sanchez Goñi, M. F., Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014</u>
- Satheesh, S. K., Krishna Moorthy, K. (2005). Radiative effects of natural aerosols: a review. *Atmospheric Environment* 39, 2089–2110. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.029
- Savin, S. M., Epstein, S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 25–42. <u>https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90149-3</u>
- Savin, S. M., Hsieh, J. C. C. (1998). The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of pedogenic clay minerals: principles and theoretical background. *Geoderma* 82, 227– 253. <u>https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00103-1</u>
- Schaffernicht, E. J., Ludwig, P., Shao, Y. (2020). Linkage between dust cycle and loess of the Last Glacial Maximum in Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 20, 4969–4986. <u>https://doi.org/10.5194/acp-20-4969-2020</u>
- Scheuvens, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M., Weinbruch, S. (2013). Bulk composition of northern African dust and its source sediments—A compilation. *Earth-Science Reviews* 116, 170–194. <u>https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.005</u>
- Schüpbach, S., Fischer, H., Bigler, M., Erhardt, T., Gfeller, G., Leuenberger, D., Mini, O., Mulvaney, R., Abram, N. J., Fleet, L., Frey, M. M., Thomas, E., Svensson, A., Dahl-Jensen, D., Kettner, E., Kjaer, H., Seierstad, I., Steffensen, J. P., Rasmussen, S. O., Vallelonga, P., Winstrup, M., Wegner, A., Twarloh, B., Wolff, K., Schmidt, K., Goto-Azuma, K., Kuramoto, T., Hirabayashi, M., Uetake, J., Zheng, J., Bourgeois, J., Fisher, D., Zhiheng, D., Xiao, C., Legrand, M., Spolaor, A., Gabrieli, J., Barbante, C., Kang, J.-H., Hur, S. D., Hong, S. B., Hwang, H. J., Hong, S., Hansson, M., Iizuka, Y., Oyabu, I., Muscheler, R., Adolphi, F., Maselli, O., McConnell, J., Wolff, E. W. (2018). Greenland records of aerosol source and atmospheric lifetime changes from the Eemian to the

Holocene. *Nature Communications* 9, 1476. <u>https://doi.org/10.1038/s41467-018-03924-</u>3

- Serno, S., Winckler, G., Anderson, R. F., Maier, E., Ren, H., Gersonde, R., Haug, G. H. (2015). Comparing dust flux records from the Subarctic North Pacific and Greenland: Implications for atmospheric transport to Greenland and for the application of dust as a chronostratigraphic tool. *Paleoceanography* 30, 583–600. <u>https://doi.org/10.1002/2014PA002748</u>
- Shao, Y. (2004). Simplification of a dust emission scheme and comparison with data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109, D10202. https://doi.org/10.1029/2003JD004372
- Sharp, Z. D., Atudorei, V., Durakiewicz, T. (2001). A rapid method for determining the hydrogen and oxygen isotope ratios from water and solid hydrous substances. *Chemical Geology* 178, 197–210. <u>https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00262-5</u>
- Singer, A, Dultz, S., Argamann, E. (2004). Properties of the non-soluble fractions of suspended dust over the Dead Sea. *Atmospheric Environment* 38, 1745–1753. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2003.12.026</u>
- Sirocko, F., Knapp, H., Dreher, F., FörsterAlbert, M. W. J., Brunck, H., Veres, D., Dietrich, S., Zech, M., Hambach, U., Röhner, M., Rudert, S., Schwibus, K., Adams, C., Sigl, P. (2016). The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of landscape evolution zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. *Global and Planetary Change* 142, 108–135. <u>https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005</u>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z. Q., Berner, J., Wang, W., Powers, J. G., Duda, M. G., Barker, D. M., Huang, X.-Y. (2019). A Description of the Advanced Research WRF Version 4. In: NCAR Technical Notes, No. NCAR/TN-556+STR, pp. 1–148. <u>http://dx.doi.org/10.5065/1dfh-6p97</u>
- Sokolik, I. N., Toon, O. B. (1996). Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature* 381, 681–683. <u>https://doi.org/10.1038/381681a0</u>
- Sprenger, M., Wernli, H. (2015). The LAGRANTO Lagrangian analysis tool version 2.0. Geoscientific Model Development 8, 2569–2586. <u>https://doi.org/10.5194/gmd-8-2569-2015</u>
- Steffensen, J. P. (1997). The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods. *Journal of Geophysical Research* 102, 26755–26763. <u>https://doi.org/10.1029/97JC01490</u>
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdottir, A. E., Svensson, A., White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland Ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science* 321, 680–684. <u>https://doi.org/10.1126/science.1157707</u>
- Stevens, T., Lu, H., Thomas, D. S. G., Armitage, S. J. (2008). Optical dating of abrupt shifts in the late Pleistocene East Asian monsoon. *Geology* 36, 415–418. https://doi.org/10.1130/G24524A.1
- Stevens, T., Markovic, S. B., Zech, M., Hambach, U., Sümegi, P. (2011). Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30, 662–681. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.011
- Stockhecke, M., Timmermann, A., Kipfer, R., Haug, G. H., Kwiecien, O., Friedrich, T., Menviel, L., Litt, T., Pickarski, N., Anselmetti, F. S. (2016). Millennial to orbital-scale variations of drought intensity in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 133, 77–95. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.016</u>

- Stott, D. L. (2002). The influence of diet on the δ13C of shell carbon in the pulmonate snail Helix aspersa. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 249–259. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00585-4
- Sun, Y., Clemens, S. C., Morrill, C., Lin, X., Wang, X., An Z. (2012). Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon. *Nature Geoscience* 5, 46–49. https://doi.org/10.1038/ngeo1326
- Sun, C., Li, J. P., Jin, F.-F. (2015). A delayed oscillator model for the quasi-periodic multidecadal variability of the NAO. *Climate Dynamics* 45, 2083–2099. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-014-2459-z</u>
- Sutton, R. T., Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience* 5, 788–792. <u>https://doi.org/10.1038/ngeo1595</u>
- Sümegi, P., Hertelendi, E. (1998). Reconstruction of microenvironmental changes in the Kopasz Hill loess area at Tokaj (Hungary) between 15 and 70 ka BP. *Radiocarbon* 40, 855–863. <u>https://doi.org/10.1017/S0033822200018828</u>
- Sümegi, P., Krolopp, E. (2002). Quartermalacological analyses for modeling of the upper weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin. *Quaternary International* 91, 53–63. <u>https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00102-1</u>
- Sümegi, P., Magyari, E., Dániel, P., Molnár, M., Törőcsik, T. (2013). 28,000-year record of environmental change in SE Hungary: terresengtrial response to Dansgaard-Oeshger cycles and Heinrich-events. *Quaternary International* 278, 34–50. <u>https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.07.032</u>
- Sümegi, P., Molnár, D., Gulyás, S., Náfrádi, K., Sümegi, B. P., Törőcsik, T., Persaits, G., Molnár, M., Vandenberghe, J., Zhou, L. P. (2019). High-resolution proxy record of the environmental response to climatic variations during transition MIS3/MIS2 and MIS2 in Central Europe: The loess-paleosol sequence of Katymár brickyard (Hungary). *Quaternary International* 504, 40–55. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.030
- Svensson, A., Biscaye, P. E., Grousset, F. E. (2000). Characterization of late glacial continental dust in the Greenland Ice Core Project ice core. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105, 4637–4656. <u>https://doi.org/10.1029/1999JD901093</u>
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4, 47–57. <u>https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008</u>
- Syers, J. K., Chapman, S. L., Jackson, M. L. (1968). Quartz isolation from rocks, sediments and soils for determination of oxygen isotopes composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 1022–1025. https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90067-7
- Tamers, M.A., 1970. Validity of radiocarbon dates on terrestrial snail shells. *American Antiquity* 35, 94–100. <u>https://doi.org/10.2307/278181</u>
- Tegen, I., Lacis, A. A., Fung, I. (1996). The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature* 380, 419–422. <u>https://doi.org/10.1038/380419a0</u>
- Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. In: Noller, J. S., Sowers, J. M., Lettis, W. R. (Kiad.), Quaternary Geochronology: Methods and Applications. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 41–60. <u>https://doi.org/10.1029/RF004p0041</u>
- van de Flierdt, T., Goldstein, S. L., Hemming, S. R., Roy, M., Frank, M. & Halliday, A. N. (2007). Global neodymium–hafnium isotope systematics—revisited. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 432–441. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.003</u>
- Varsányi, I., Palcsu, L., Kovács, L. O. (2011). Groundwater flow system as an archive of palaeotemperature: Noble gas, radiocarbon, stable isotope and geochemical study in the

Pannonian Basin, Hungary. *Applied Geochemistry* 26, 91–104. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.11.006

- Viers, J., Wasserburg, G. J. (2004). Behavior of Sm and Nd in a lateritic soil profile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2043–2054. <u>https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.034</u>
- Voelker, A. H. L. (2002) Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: A database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185–1212. <u>https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00139-1</u>
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z. (2008). Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–1093. <u>https://doi.org/10.1038/nature06692</u>
- Wang, X., Cui, L., Zhai, J., Ding, Z. (2016). Stable and clumped isotopes in shell carbonates of land snails Cathaica sp and Bradybaena sp in north China and implications for ecophysiological characteristics and paleoclimate studies. *Geochemistry, Geophyics, Geosystems* 17, 219–231. https://doi.org/10.1002/2015GC006182
- Werner, M., Tegen, I., Harrison, S. P., Kohfeld, K. E., Prentice, I. C. Balkanski, Y., Rodhe, H., Roelandt, C. (2002). Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107, 4744. https://doi.org/10.1029/2002JD002365
- Wild, E. M., Steier, P., Fischer, P., Höflmayer, F. (2013). ¹⁴C dating of humic acids from Bronze and Iron Age plant remains from the eastern Mediterranean. *Radiocarbon* 55, 599–607. <u>https://doi.org/10.1017/S003382220005774X</u>
- Wills, R. C. J., Armour, K. C., Battisti, D. S., Hatmann, D. L. (2019). Ocean–atmosphere dynamical coupling fundamental to the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate* 32, 251–272. <u>https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0269.1</u>
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Svensson, A. (2010). Millennialscale variability during the Last Glacial: the ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828–2838. <u>https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013</u>
- Xiao, J. L., Porter, S. C., An, Z. S., Kumai, H., Yoshikawa, S. (1995). Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of central China during the last 130,000 yr. *Quaternary Research* 43, 22–29. https://doi.org/10.1006/gres.1995.1003
- Yanes, Y., Al-Qattan, N. M., Rech, J. A., Pigati, J. S., Dodd, J. P., Nekola, J. C. (2018). Overview of the oxygen isotope systematics of land snails from North America. *Quaternary Research* 91, 329–344. <u>https://doi.org/10.1017/qua.2018.79</u>
- Yates, T. (1986). Studies of non-marine mollusks for the selection of shell samples for radiocarbon dating. *Radiocarbon* 28, 457–463. https://doi.org/10.1017/S0033822200007591
- Yokoo, Y., Nakano, T., Nishikawa, M., Quan, H. (2004). Mineralogical variation of Sr–Nd isotopic and elemental compositions in loess and desert sand from the central Loess Plateau in China as a provenance tracer of wet and dry deposition in the northwestern Pacific. *Chemical Geology* 204, 45–62. <u>https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.11.004</u>
- Zaarur, S., Olack, G., Affek, H. P. (2011). Paleo-environmental implication of clumped isotopes in land snail shells. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 6859–6869. https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.08.044
- Zhai, J., Wang, X., Qin, B. Cui, L. L., Zhang, S., i Ding, Z. (2019). Clumped isotopes in land snail shells over China: towards establishing a biogenic carbonate paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 257, 68–79. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.04.028

- Zhang, W., Hu, Z. C., Liu, Y. S., Chen, L., Chen, H., Li, M., Zhao. L., Hu, S. H., Gao, S. (2012a). Reassessment of HF/HNO₃ decomposition capability in the high-pressure digestion of felsic rocks for multi-element determination by ICP-MS. *Geostandards and Geoanalitical Research* 36, 271–289. <u>https://doi.org/10.1111/j.1751-</u> 908X.2012.00156.x
- Zhang, W., Hu, Z. C., Liu, Y. S., Chen, H. H., Gao, S., Gaschnig, R. M. (2012b). Total rock dissolution using ammonium bifluoride (NH₄HF₂) in screw-top Teflon vials: a new development in open-vessel digestion. *Analytical Chemistry* 84, 10686–10693. <u>https://doi.org/10.1021/ac302327g</u>
- Zhang, N., Yamada, K., Kano, A., Matsumoto, R. & Yoshida, N. (2018). Equilibrated clumped isotope signatures of land-snail shells observed from laboratory culturing experiments and its environmental implications. *Chemical Geology* 488, 189–199. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.001
- Zhao, W., Sun, Y., Balsam, W. Zeng, L., Lu, H., Otgonbayar, K., Ji, J. (2015). Clay-sized Hf-Nd-Sr isotopic composition of Mongolian dust as a fingerprint for regional to hemispherical transport. *Geophysical Research Letters* 42, 5661–5669. <u>https://doi.org/10.1002/2015GL064357</u>
- Zhao, W., Balsam, W., Williams, E., Long, X., Ji, J. (2018). Sr–Nd–Hf isotopic fingerprinting of transatlantic dust derived from North Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 486, 23–31. <u>https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.004</u>
- Zhu, J., Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Poulsen, C. J., Tierney, J. E., Lofverstrom, M., DiNezio, P. (2021). Assessment of equilibrium climate sensitivity of the Community Earth System Model version 2 through simulation of the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 48, e2020GL091220. <u>https://doi.org/10.1029/2020GL091220</u>