

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Kémia Doktori Iskola

Pliocén–kora-pleisztocén környezeti és klíma rekonstrukció nagyemlős fogak stabilizotóp mérései alapján (Közép- és Dél- Európában)

PhD értekezés

Szabó Péter

PÉCS, 2018

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Kémia Doktori Iskola

Pliocén–kora-pleisztocén környezeti és klíma rekonstrukció nagyemlős fogak stabilizotóp mérései alapján (Közép- és Dél- Európában)

PhD értekezés

Szabó Péter

Témavezető:
Dr. Kovács János
(egyetemi docens)

PÉCS, 2018

Tartalomjegyzék

| | |
|---|-----|
| 1. Bevezetés és célkitűzések | 3. |
| 2. Elméleti alapok | 4. |
| 2.1. A bioapatit és az apatit izotóp összetételének megőrződése | 5. |
| 2.2. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ izotóparányok az apatitban | 7. |
| 2.3. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányok az apatitban | 10. |
| 2.4. A fogzománc keletkezése és mineralizálódása | 11. |
| 2.5. A klíma és környezet változásai a pliocén és kora-pleisztocén korokban Európa területén | 16. |
| 3. Anyagok és módszerek | 21. |
| 3.1. Fosszilis minták | 21. |
| 3.1.1. Minták Franciaország területéről | 26. |
| 3.1.2. Minták Olaszország területéről | 27. |
| 3.1.3. Minták a Kárpát-medencéből | 28. |
| 3.1.4. Minták Bosznia-Hercegovina területéről, Cebara lelőhelyről | 29. |
| 3.1.5. Minták Románia területéről | 30. |
| 3.2. Mintavétel | 30. |
| 3.3. Minta előkészítés és mérés | 32. |
| 3.3.1. Minta-előkészítés | 32. |
| 3.3.2. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányok mérése az apatit foszfát csoportjából | 37. |
| 3.3.3. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ izotóparányok mérése az apatit karbonát csoportjából | 39. |
| 4. Eredmények | 40. |
| 4.1. Különböző fajok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei | 48. |
| 4.2. Különböző régiók $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei, és az eredmények időbeli változása az egyes régiókban | 48. |
| 4.2.1. Délkelet-Franciaország | 50. |
| 4.2.2. Eredmények, Észak-Olaszország | 52. |
| 4.2.3. Eredmények, Közép-Olaszország | 54. |
| 4.2.4. Eredmények, Kárpát-medence | 57. |

| | |
|---|------|
| 4.2.5. <i>Eredmények, Dél-Olaszország, Bosznia-Hercegovina és Románia egyes lelőhelyeiről származó minták</i> | 62. |
| 4.3. <i>A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek térbeli eloszlása a kora-pliocénben (MN14-MN15 biozónák)</i> | 63. |
| 4.4. <i>A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek térbeli eloszlása a késő-pliocénben és kora-pleisztocénben (MN16-MN17)</i> | 64. |
| 4.5. <i>Eredmények, szekvenciálisan mintázott fogak</i> | 66. |
| | |
| 5. <i>Diszkusszió</i> | 69. |
| 5.1. <i>A vizsgált fajok táplálkozásának elemzése és paleokörnyezeti rekonstrukció a $\delta^{13}\text{C}$ adatok alapján</i> | 69. |
| 5.2. <i>Környezeti víz és a MAT változásainak becslése a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek alapján</i> | 77. |
| 5.3. <i>Környezeti és klíma rekonstrukciók</i> | 80. |
| 5.3.1. <i>Környezeti és klíma rekonstrukció Délkelet-Franciaország területén</i> | 80. |
| 5.3.2. <i>A klíma és környezet időbeli változásai Észak-Olaszország területén</i> | 85. |
| 5.3.3. <i>A klíma és környezet időbeli változásai Közép-Olaszország területén</i> | 89. |
| 5.3.4. <i>A klíma és környezet időbeli változásai a Kárpát-medence területén</i> | 93. |
| 5.3.5. <i>Környezeti rekonstrukciók Dél-Olaszország, Bosznia-Hercegovina és Románia egyes lelőhelyein</i> | 98. |
| 5.3.6. <i>A klíma és környezet térbeli különbségei a kora-pliocénben (MN14-MN15 biozónák)</i> | 100. |
| 5.3.7. <i>A klíma és környezetek térbeli különbségei a késő-pliocénben és kora-pleisztocénben (MN16-MN17 biozónák)</i> | 100. |
| 5.4. <i>Szekvenciálisan mintázott fogak</i> | 103. |
| | |
| 6. <i>Összefoglalás és tézisek</i> | 106. |
| | |
| <i>Köszönetnyilvánítás</i> | 110. |
| <i>Irodalom</i> | 110. |

1. Bevezetés és célkitűzések

A paleoklímára vonatkozó információk napjainkban a klímamodellek fejlesztéséhez, pontosságának javításához elengedhetetlen jelentőségűek, a múltbeli klíma-, környezeti és ökológiai változások nyomon követése ezért is fontos feladat. A pliocén és kora-pleisztocén időszakokban fontos klímaváltozások történtek, a pliocén egyes szakaszainak klímája analógiaként szolgálhat a következő évtizedek klímaváltozásához is, ezért ezen időszakok kutatására kiemelkedő figyelem irányult az utóbbi években, évtizedekben. A múltbeli klíma rekonstruálása úgynevezett proxy adatokon alapul. Ezek olyan adatok, melyek közvetett klimatikus információkat hordoznak, az ezek alapján számolt klimatikus paraméterek építhetők be a klímamodellekbe (Báldi, 2006). A számos proxy adat közül a geokémiai proxy-k leggyakrabban tengeri üledékekből, növényi és állati maradványokból, cseppkövekből, travertinókból, tufákból, biogén karbonátokból és foszfátokból származnak. (többek között Urey 1947, Wickman, 1952; Epstein, 1953; O'Neil, 1969; Wilson és Grinsted, 1977; Luz és Kolodny, 1985; Luz et al., 1990; Demény, 2003; 2004; Lécuyer, 2004). Míg a tengeri üledékek vizsgálata általában folyamatos idősorokat eredményez, a szárazföldi klíma rekonstruálásához gyakran nehezebb térben és időben megfelelő eloszlású adatokat találni. Az állati csontok és fogak geokémiai és izotóp-geokémiai vizsgálata ezért különösen értékes információkat nyújthat a szárazföldi paleoklímáról, a témakörrel foglalkozó kutatások száma az utóbbi évtizedekben gyors ütemben nő (többek között Sullivan és Krueger, 1981; Luz et al., 1984; 1990; Luz és Kolodny, 1985; Lee-Thorp és van der Merwe, 1987; Lee-Thorp et al., 1989; Ayliffe et al., 1992; 1994; Bryant és Froelich, 1995; Bocherens et al., 1996; Fricke et al., 1998; Cerling és Harris, 1999; Kohn et al., 1999; Kohn és Cerling, 2002; Arppe és Karhu, 2006; Levin et al., 2006; Tütken et al., 2006; Martin et al., 2008; Kohn, 2010; Pellegrini et al., 2011; Kocsis et al., 2014; Pushkina et al., 2014; García-Alix, 2015; Kovács et al., 2015; Hartman et al., 2016; Metcalfe et al., 2016).

Jelen munkában célul tűztem ki nagyemlős fogzománc minták szén- és oxigénizotóp-összetételének vizsgálatát, ezzel információkat gyűjtve a pliocén és pleisztocén paleoklíma és környezet tér és időbeli változásairól Európában. A főbb célkitűzéseimet a következő pontokban foglaltam össze.

- 1) A fogzománc-apatit foszfát csoportjának oxigénizotóp értékei ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) alapján következtetni a környezeti vizek, a csapadékvíz oxigénizotóp-összetételeire és ebből közvetve az éves középhőmérsékletek változásaira és térbeli eloszlására.
- 2) A fogzománc-apatit karbonát csoportjának szénizotóp értékei ($\delta^{13}\text{C}$) alapján következtetni a vizsgált állatfajok táplálkozására, a vegetáció típusának és a klíma humiditásának változásaira és térbeli eloszlására.
- 3) A stabilizotópos vizsgálatok eredményeit összevetni irodalmi paleobotanikai, paleontológiai és egyéb paleokörnyezeti adatokkal. Ezzel egyrészt pontosítani a klímáról és környezetről alkotott képet, másrészt tesztelni a stabilizotópos módszer megbízhatóságát.
- 4) Megvizsgálni, hogy milyen plusz információkat lehet kinyerni, ha átlagminta vétele helyett fogon belüli szekvenciális mintavételt alkalmazunk.

2. Elméleti alapok

Sok, a témához kapcsolódó szakkifejezés az angol irodalomban elterjedtebb, egyes kifejezéseknek nincs pontos magyar megfelelője. Ahol van megfelelő magyar elnevezés, ezt használtam a dolgozatban, ahol a magyar elnevezés nem olyan elterjedt, az angol elnevezést zárójelben megemlítettem. A rövidítéseket az első előfordulásuk helyén magyaráztam meg. A rövidítéseknél több helyen az angol betűszavakat használtam, a nemzetközi szakirodalomban elterjedtségük miatt.

A geokronológiai és kronosztratigráfiai határokat és elnevezéseiket a Nemzetközi Rétegtani Bizottság által kidolgozott kortábla 2012-es kiadása alapján használtam (Hilgen et al., 2012). Az izotóparányok kifejezéséhez a nemzetközileg használt delta jelölést alkalmaztam:

$$\delta (\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{minta}}}{R_{\text{szterdend}}} - 1 \right) \times 1000$$

Ahol R_{minta} a nehéz és könnyű izotópok aránya a mintában, $R_{\text{szterdend}}$ az izotóparány a sztenderdében. A szén izotópok delta értékét végső soron a nemzetközileg használt VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) sztenderdhez képest, míg az oxigénizotóp értékek a VPDB és a VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) sztenderdekhez képest fejeztem ki.

2.1 A bioapatit és az apatit izotóp összetételének megőrződése.

A szilárd szövetek fő szervesen összetevőjét alkotó biológiai apatit (bioapatit), kémiai hidroxapatit: $(\text{Ca}_5\text{PO}_4)_3(\text{OH})$, számos helyettesítéssel. A foszfát csoportot karbonát és hidrogén-foszfát csoport $(\text{HPO}_4)^{2-}$ is helyettesítheti, karbonát csoport a hidroxilcsoport helyére is beépülhet. Ezeken kívül kisebb, néhány %-es, vagy néhány ppm-es koncentrációkban bármelyik csoport helyére beépülhetnek egyéb elemek is, mint például: Na, Mg, Sr, Ba, Zn, K, Si, Cl, F (Robinson et al., 1984; Kohn et al., 1999). A különböző kicserélődéseken túl az apatit szerkezete is változó lehet. A karbonát 90% / 10% arányban épül be a foszfát- és hidroxilcsoport helyére, összes mennyisége az apatitban 6 (V/V) % körül van. Ezt a kristályrácsba beépült karbonátot strukturális karbonátnak nevezik. A strukturális karbonátok mellett úgynevezett labilis karbonátokat is meg lehet különböztetni, melyek helyzete nem teljesen tisztázott, például a kristály felszínén megkötődött karbonátok tartoznak ide. A kicserélődések és a kristályrács változatos szerkezete miatt az apatit egy nem sztöchiometrikus vegyület, egyszerűsített tapasztalati képletét a következőképp lehet megadni: $\text{Ca}_{8,8}\text{Mg}_{0,1}(\text{PO}_4)_{4,9}(\text{HPO}_4)_{0,6}(\text{CO}_3)_{0,5}(\text{OH})_{0,9}$ (Combres et al., 2016).

A labilis karbonátok a diagenézis során számos folyamatban vehetnek részt. Ezek során könnyen leoldódhatnak, vagy átkristályosodhatnak, miközben izotóp összetételük megváltozik. A diagenézis során az apatit kristály felületére beépülő új, vagy a felületen átkristályosodott karbonátokat már másodlagos (vagy más néven exogén) karbonátoknak nevezzük. Ezen folyamatok miatt az eltemetődött apatit eredeti izotóp összetételéről csak a strukturális karbonátokból történő izotóparány mérések adhatnak megbízható információkat. Oxigén az apatit három különböző csoportjában található: a foszfát-, a karbonát- és a hidroxilcsoportokban. A foszfát csoport erős P-O kötése miatt a foszfát csoportban lévő oxigén ellenállóbb az alacsony hőmérsékletű szervesen kicserélődési folyamatokkal szemben, mint a karbonát csoport oxigénje és akár évmillióig megőrizheti az eredeti izotóp összetételét (Kohn et al., 1999; Kohn és Cerling, 2002). Mikrobiális közegben, enzimatikusan katalizált reakciók hatására azonban még a foszfát oxigénizotóp összetétele is módosulhat, oxigén kicserélődés történhet a PO_4^{3-} csoport és a víz között (Blake et al., 1997; Zazzo et al., 2004 a,b; Liang és Blake, 2007). A többi szövethez képest a fogzománc tartalmazza a legtöbb apatitot (96%), apatit kristályai nagyok, 1 μm -nél hosszabbak és kompaktabb, így az

apatitot kis porozitás jellemzi. Ennek eredményeképp a fogzománc a legellenállóbb szövet a diagenézissel szemben (Lee-Thorp és van der Merwe, 1987; Quade et al., 1992; Ayliffe et al., 1994; Wang és Cerling, 1994; Koch et al., 1997; Clementz; 2012). Laboratóriumi kísérletek azt mutatták, hogy fogzománc esetén még mikrobiális körülmények között is megőrződött a foszfát csoport eredeti oxigénizotóp összetétele (Zazzo et al., 2004 a,b). A legújabb, kapcsolt (clumped) izotóp termometria módszerrel vizsgált fosszilis fogzománc minták alapján a fosszilis emlősök testhőmérsékletét a reális 37°C körüli értékre lehetett visszaszámolni, míg a csontból, dentinből származó mérések alacsonyabb hőmérsékletet indikáltak. Ez szintén azt támasztja alá, hogy a fogzománc a többi szövethez képest gyakrabban és hosszabb ideig őrizheti meg eredeti izotóp összetételt (Eagle et al., 2010).

Mivel a diagenézis egyes esetekben a fogzománcot is érintheti, ezért fontos az esetleges izotóp-módosító diagenetikus hatásokat felismerni. Azon túl, hogy a lehető legjobb megtartású mintákat kell vizsgálni, több módszer szolgál a diagenézis hatásának vizsgálatára. Röntgen-pordiffrakciós (XRD) mérésekkel például az apatit tisztaságát, a beépült szennyező anyagokat lehet kimutatni. Ezen kívül egy széles körben elterjedt módszerrel speciálisabban lehet következtetni az esetleges izotóp-módosulásokra. Az apatit kristályok kialakulása során az apatit izotópos egyensúlyban van a szervezet víztartalmával, így az oxigénizotóp-arányok mind a karbonát ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$), mind a foszfát csoportban ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) meghatározott eltérést mutatnak a szervezetben lévő víz izotóp összetételéhez képest. Ebből következően számos tanulmány konstans különbséget talált a két csoport $\delta^{18}\text{O}$ értékei között, ráadásul a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ - $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségek sok különböző faj esetén hasonlóak voltak (Bryant et al., 1996; Iacumin et al., 1996; Arppe és Karhu, 2006, 2010; Tütken et al., 2007; Pellegrini et al., 2011; Domingo et al., 2013). Mivel a diagenézis során nagy valószínűséggel különböző hatások érik a karbonát és foszfát csoport oxigénjét, és más a csoportok diagenézissel szembeni ellenállása is, ezért igen valószínűtlen, hogy egy diagenetikusán módosult mintában a $^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ - $^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbség a modern, nem módosult mintákra jellemző értéket adjon (Iacumin et al., 1996). A legtöbb vizsgálat 8.4 és 9.1‰ körüli különbségeket adott a nem módosult modern mintákra (Bryant et al., 1996; Iacumin et al., 1996; Martin et al., 2008, Pellegrini et al., 2011). Azonban Martin et al. (2008) recens *Rhinoceros unicornis* fogakat vizsgálva ~2‰ fogon belüli ingadozást talált két felső moláris fogban (M1-M2). Ezen kívül további – fogon belüli és fogak közötti – szórás is elképzelhető különböző fiziológiai és környezeti hatások miatt. Martin et al. (2008) munkája alapján a modern

fogakban a 7.2‰ és 10.6‰ közötti $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ – $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségek még természetes variációra utalhatnak. Pellegrini et al. (2011) irodalmi adatokból összeállított adatbázisa alapján ennél valamivel nagyobb, 6.6‰ és 10.6‰ közötti természetes variációt mutatott ki. Bár a módszer nem bizonyító erejű, összességében azt lehet mondani, hogy ha a lemért minták $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségei ezen határértékek közé esnek, akkor nagy valószínűséggel nem történt jelentős diagenetikus hatásokra visszavezethető izotóp módosulás, míg ennél nagyobb eltérések utólagos módosulásra utalhatnak a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ vagy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekben. Jelen munkában is ezeket a határokat vettem figyelembe a diagenézis vizsgálatánál.

A szénizotópokat nem lehet hasonló módszerrel vizsgálni, mivel szén csak a karbonát csoportban található meg az apatiton belül. Viszont a karbonát csoportban az oxigén nagyobb valószínűséggel cserélődik ki a diagenézis során, mint a szén, mivel a diagenetikus fluidum általában sokkal nagyobb mennyiségben tartalmaz oxigént, mint szenet. Oxigén csere ugyanis történhet a víz és a karbonát csoport között, míg szenet csak az oldott szén-tartalmú anyagok tartalmaznak. Ezért azt lehet mondani, hogy ha a karbonát csoportban megőrződött az eredeti oxigén izotóp-összetétel, akkor nagy valószínűséggel a szén izotóp-összetétel is.

Ahogy fent említettem a diagenézis hatásait a kapcsolt izotópos módszerrel is lehet vizsgálni. A módszer a stabilizotóp geokémia legújabb fejezetéhez tartozik, napjainkban egyre széles körűbb alkalmazásai vannak. Mivel a kapcsolt izotópos vizsgálatok nem az egyes izotópok arányait mérik, hanem az egy molekulában jelenlévő több nehézizotóp kapcsolódásának hőmérsékletfüggésén alapulnak, a módszerrel a vizsgált anyag keletkezésének hőmérsékletét lehet meghatározni (Eiler, 2007; Kele és Bajnai; 2017). A fogzománc esetén tehát az apatit kiválási hőmérséklete határozható meg (Eagle et al. 2010, 2011; Suarez és Passey 2014). Mivel a nagyemlősök hőmérséklete konstans, ha a módszerrel az állat reális testhőmérsékletét lehet visszaszámolni, az azt jelenti, hogy a diagenézis nem befolyásolta a fogon belüli izotóp összetételeket (Bradbury et al., 2015, Stolper és Eiler 2016). Munkám során kapcsolt izotópos méréseket sajnos nem végeztem, így a diagenézisre vonatkozó, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségeken alapuló megállapításaimat ezzel a módszerrel nem tudtam megerősíteni.

2.2. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ izotóparányok az apatitban

A növényevő állatok maradványainak szénizotóp összetétele legnagyobbbrészt az állat által elfogyasztott növények $\delta^{13}\text{C}$ értékeitől függ. A növények $\delta^{13}\text{C}$ értékei főleg a növény által használt fotoszintézis út típusától, emellett környezeti tényezőktől függnnek. Összesen három fotoszintézis út létezik. A legelterjedtebb, C_3 -as fotoszintézis út esetén a szén-dioxid megkötése ribulóz-biszfoszfát-karboxiláz-oxidáz (RUBISCO) enzim segítségével történik. A megkötött szén-dioxid a Calvin ciklus során 3 szénatomos foszfoglicerinsav molekulákba épül be. A C_3 -as fotoszintézis út a legelterjedtebb a növényvilágban, minden fa, számos cserje, de a legtöbb lágyszárú, és a hideg égövi füvek is ezt az utat követik. Ezen növények $\delta^{13}\text{C}$ értékei a -35‰ és -22‰ közötti tartományba esnek, -27‰ körüli átlaggal (O'Leary, 1981, 1988; Farquhar et al., 1989). A C_4 -es fotoszintézis út esetén kétféle sejt típusban történik a fotoszintézis. A szén-dioxid megkötése foszfo-enolpiruvát-karboxiláz enzim segítségével történik, a folyamat során 4 szénatomos almasav és aszparaginsav képződik. Ezek egy másik típusú sejtbe átlépve lebomlanak, és a keletkező szén-dioxid ezekben a sejtekben lép be a Calvin ciklusba. A C_4 -es fotoszintézis út kevésbé diszkriminálja a ^{13}C -as szénizotópot tartalmazó légköri szén-dioxidot ($^{13}\text{CO}_2$), így a C_4 -es növények $\delta^{13}\text{C}$ értékei a C_3 -as növényekénél magasabbak, közelebb állnak a légköri szén-dioxid $\delta^{13}\text{C}$ értékeihez. Tartományuk -19‰ -tól -9‰ -ig terjed, -13‰ -as átlaggal. Ez a fotoszintézis út főleg a meleg égövi fűfélékben fordul elő, de sásfélék (Bruhl és Wilson, 2007) és kétszikú fajok is tartoznak ide. A harmadik, CAM (crassulacean acid metabolism) típusú fotoszintézis út a legkevésbé elterjedt, egyes pozsgás növények tartoznak ide. Átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értékeik a C_3 -as és C_4 -es növények között vannak (O'Leary, 1988; Farquhar et al., 1989; Martinelli et al., 1991).

A C_3 -as növények esetén a -35‰ és -22‰ közötti variabilitás nagyrészt környezeti tényezők következménye, így az értékek további környezeti információt szolgáltathatnak. A növény $\delta^{13}\text{C}$ értékei függnnek a csapadékmennyiségtől, a légnedvességtől, a hőmérséklettől és a különböző erdei növényzeti szinteken a növény számára elérhető fény és víz mennyiségéről is (van der Merwe és Medina, 1991; Kohn, 2010). Általánosságban a $\delta^{13}\text{C}$ értékek humidabb klímán alacsonyabbak, szárazabb klímán magasabbak (Kohn, 2010; Montanari et al., 2013). A zárt lombkoronájú erdők aljnövényzete kevesebb fényt kap, a mikroklíma nedvesebb az átlagnál és az atmoszférikus CO_2 keveredik a korhadó avarból és talajból származó alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékű szén-dioxiddal. Az állatok által fogyasztott aljnövényzet $\delta^{13}\text{C}$ értékei ezért alacsonyabbak lesznek, mint a nyíltabb területeken élő növények, vagy a felső

lombkorona értékei. Ezt a hatást 'lombkorona hatásnak' (canopy effect) nevezik (van der Merwe és Medina, 1991; Bocherens et al., 1996; Cerling és Harris, 1999; Drucker et al., 2008). Száraz környezetben a növények gázcsere nyílásait részlegesen zárva tartják, hogy megakadályozzák a túlzott párologtatást, ez a Rubisco enzim kisebb mértékű $^{13}\text{CO}_2$ diszkriminációját eredményezi, így a növény $\delta^{13}\text{C}$ értékei magasabbak lesznek (Farquhar et al., 1989). Általánosságban azt lehet mondani, hogy C_3 -as növények esetén a -30‰ alatti értékek zárt lombkoronájú erdők aljnövényzetére jellemzőek, vagy nagyon magas éves csapadékösszegekre, nagyon magas relatív páratartalomra utalnak, míg a -25‰ feletti értékek erős párologtató, száraz környezetet és nagy víz-stresszt indikálnak, vagy nyílt vegetációra utalnak (Domingo et al., 2013). Ezen környezeti tényezőkön kívül a növények izotóp összetételére hat a légköri CO_2 izotóp összetétele is. Mivel ez hosszú időtávon változik, a különböző korokból származó növényzeti adatok vizsgálatánál ezt a változást is figyelembe kell venni.

Az állati szövetek és az elfogyasztott növények közötti izotóp-frakcionációt több szabadföldi és mesterséges táplálási kísérletben vizsgálták (Koch, 1998), melyek során a különböző állatfajok esetén a frakcionációs faktorok 12‰ és 14‰ közöttinek adódtak. Érdekes megfigyelés, hogy a fogva tartott és vadon élő állatok értékei nem feltétlenül egyeznek meg az állatokra ható eltérő hatások miatt, így a mesterséges táplálási kísérletek eredményeit sem lehet bizonytalanságok nélkül alkalmazni a vadon élő állatokra. Az eltérő fiziológiájú állatcsoportok esetén is vannak különbségek. Számos régióból származó mintákat vizsgálva Cerling és Harris (1999) nagy növényevő kerdő emlősök esetén $14,1 \pm 0,5\text{‰}$ dúsítási faktort találtak, míg orrszarvúfélek esetén ez $14,4\text{‰} \pm 1,6\text{‰}$ -nek adódott. Kontrollált táplálási kísérletében disznóféleket vizsgálva Passey et al. (2005) $\epsilon = 13,3 \pm 0,3\text{‰}$ frakcionációs faktort adott meg nem kerdő emlősökre. A C_3 vegetációt fogyasztó modern kori ormányosok és orrszarvú félek bioapatit $\delta^{13}\text{C}$ értékei -20 és -8‰ közöttiek, -13‰ és -12‰ körüli átlaggal, míg a tisztán C_4 -es vegetációt fogyasztó állatok értékei 0 és $+5\text{‰}$ között szórnak (Kohn és Cerling, 2002; Kohn, 2010; Arppe et al., 2011).

A bioapatit szénizotóp-összetétele és az elfogyasztott növényzet összetétele közti egyértelmű kapcsolat miatt már eddig is számos paleokörnyezeti, paleoökológiai és paleo-táplálkozással foglalkozó kutatás irányult a $\delta^{13}\text{C}$ értékek vizsgálatára (többek között Lee-Thorp et al., 1989; Quade et al., 1992; Bocherens et al., 1996; Cerling et al., 1999; Iacumin et al., 2000; Feranec, 2004; Feranec és MacFadden, 2006; Metcalfe et

al., 2009; Arppe et al., 2011; Montanari et al., 2013; Scherler et al., 2014; Zanazzi et al., 2015).

2.3. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányok az apatitban

Bár a bioapatit karbonát és foszfát csoportja is tartalmaz oxigént, a foszfát csoport oxigénje ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) általában jobban ellenáll a diagenetikus hatásoknak, ezért alkalmasabb a paleoklíma rekonstrukciós kutatásokhoz (Longinelli, 1984; Bryant et al., 1996; Fricke és O'Neil, 1996; Fricke et al., 1998). A paleohőmérsékletek rekonstrukciója két korreláción alapul. Az első, a fogzománc oxigénizotóp összetétele és a lokális csapadék éves átlagos izotóp összetétele ($\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$) közötti, a második a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és a terület éves átlagos középhőmérséklet (mean annual temperature, MAT) közötti korreláció.

Az állat szilárd szövetei az állat konstans testhőmérsékletén alakulnak ki (36–39 °C-on, Clarke és Rothery, 2008), ezért a fogak apatitjának izotóp összetétele kizárólag az állat testében lévő víz izotópos összetételétől függ (Longinelli, 1984; Luz et al., 1984). A testben lévő víz izotóp összetétele a testen átáramló teljes oxigén fluxustól függ, viszont legnagyobb arányban az állat által elfogyasztott környezeti víz átlagos összetétele határozza meg (Luz et al., 1984). A környezeti víznek többféle forrása lehet, az állat ihat patakokból, pocsolyákból, folyókból, tavakból és származik víz az elfogyasztott növényekből is. Minden ilyen rezervoárnak más-más ^{18}O összetétele van, a párolgás és evapotranspiráció eredményeképpen ^{18}O -ban különbözőképp dúsulhatnak fel a csapadék izotóp-összetételéhez képest (többek között Montanari et al., 2013). A csapadék éves átlagos ^{18}O összetételét legjobban az olyan nagy testű (> 100 kg), növényevő állatok izotóp összetétele követi, amelyeknek szükségük van ivásra (Ayliffe et al., 1992; Bryant és Froelich, 1995; Koch, 1998). Elefántok esetén az ivás és a növényfogyasztás által szervezetbe jutó víz aránya 2:1 (Ayliffe et al., 1992), míg orrszarvúak esetén 4:1 (Clauss et al., 2005; Martin et al., 2008). Ezen állatok fogaiból nyert adatok tehát általában megfelelően reprezentálják a környezeti víz, és így a lokális csapadékvíz összetételét. A növényekkel elfogyasztott és a metabolikus víz fajok közötti esetleges különbségei információt adhatnak az állatok eltérő ökológiai tulajdonságairól, mikrokörnyezetéről. Az erdőben élő, ^{18}O -ban dúsult faleveleket, hajtásokat, gyümölcsöket is fogyasztó lombevő fajok vízfelvételének nagyobb hányadát

adja a táplálkozás, így azonos klímán is mutathatnak magasabb ^{18}O értékeket, mint a kizárólagosan legelő állatok (Kohn, 1996; Tütken et al., 2013).

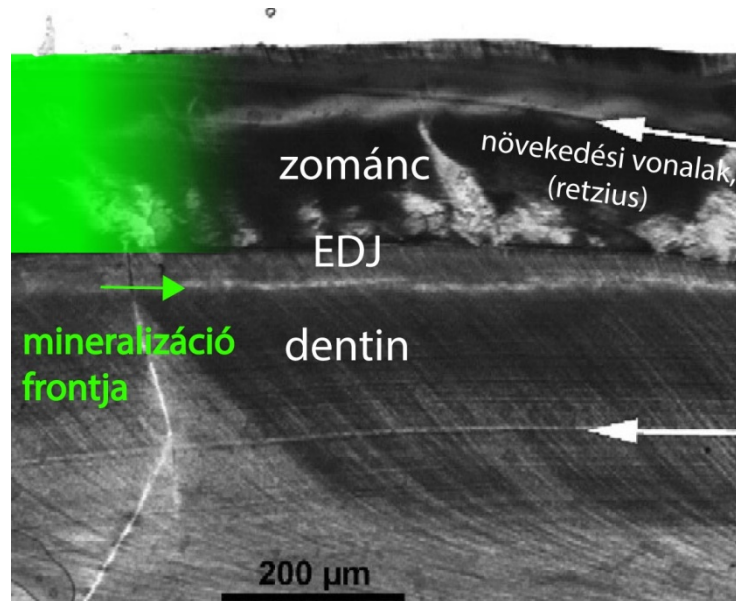
Ha a fogzománc értékekből a meglévő összefüggések alapján megbecsüljük a lokális csapadékvíz éves átlagos izotóp értékeit, második lépésben a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és a terület éves átlaghőmérséklete közti korreláció alapján a MAT-ra is becsléseket tehetünk. Ez a korreláció ugyanakkor változó, sok helyen viszonylag gyenge, mert MAT-on kívül számos tényező befolyásolja a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékeket. Ilyen befolyásoló tényezők a földrajzi szélesség, a magasság, a kontinentalitás és az úgynevezett mennyiségi hatás (Dansgaard, 1964). A levegő páratartalmának legnagyobb része meleg égövi óceánok, tengerek területéről származik. Bár ezek hőmérséklete általában egyenletes, befolyásoló tényező lehet a légnedvesség földrajzi forrása és a forrásból induló légtömegek mozgáspályái (trajektóriái). Ahogy a légtömegek magasabb szélességek felé haladnak, a hőmérsékletük is csökken, miközben a csapadék-képződések során a sorozatos frakcionációk miatt levegőben lévő maradék páratartalom $\delta^{18}\text{O}$ értékei is folyamatosan csökkennek. Ez okozza a szélességi hatást. A maradék páratartalom és a csapadékok $\delta^{18}\text{O}$ értékei csökkennek a kontinens belseje felé, vagy a hegységekben a magassággal felfelé haladva, ami a kontinentális és magassági hatásokat magyarázza. A zivatarfelhőkben többféle bonyolult, nem egyensúlyi folyamat zajlik, ami befolyásolja a csapadék izotóp-összetételét. A magasra emelkedő felhőkben a jelentős lehűlés hatására a vízpára nagyobb aránya csapódik ki, emellett huzamosabb esőzés során a lehulló esőcseppek kisebb mértékben párolognak el a felhő alatti légtömegek magasabb páratartalma miatt. Ezek a folyamatok a kisebb esőkhöz képest alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékű csapadékot eredményeznek. Ez az úgynevezett mennyiségi hatás a trópusokon jelenik meg erőteljesebben, közepes szélességeken például a nagyobb nyári zivatarok esetén lehet befolyásoló tényező (Dansgaard, 1964).

A számos befolyásoló tényező ellenére a MAT és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek közti korreláció sok esetben így is megfelelően erő, a legerősebb a közepes és magas szélességeken, alacsony magasságokon, az óceántól nem túl távoli területeken és ahol a csapadék mennyisége és páratartalom általában limitált (Dansgaard, 1964).

2.4. A fogzománc keletkezése és mineralizálódása

A fogzománc izotóp összetétele a fogyasztott környezeti víz és táplálék éves átlagos izotóp összetételén túl információt szolgáltat az ezek időbeli, éven belüli

változásairól is. Ezen információk kinyeréséhez fontos a fogzománc szerkezetének és növekedésének ismerete és egy megfelelő fogon belüli mintázási módszer alkalmazása. A fogon belüli mintázást több tanulmány alkalmazta a szezonális vagy az állatok ökológiájának pontosabb megismerése céljából (Fricke és O'Neil, 1996; Stuart-Williams és Schwarcz, 1997; Fricke et al., 1998; Kohn et al., 1998; Hoppe et al., 2004; 2005; Makarewicz, 2017, Makarewicz és Pederzani, 2017). Hasonlóan más emlősökhöz, az orrszarvúfélék fogzománc képződése bonyolult, több lépcsős folyamat. Ebben két fő szakaszt lehet elkülöníteni. Az első lépésben egy részben mineralizált szövet alakul ki, a szövet ameloblaszt sejtjei elkezdik kiválasztani az apatit kristályokat. A különböző irányultságokkal keletkező kristály-kötegek zománcprizmákat és interprizmatikus állományt alkotnak (Boyde, 1967). A prizmák és az interprizmatikus állomány váltakozásai alakítják ki az optikailag is megfigyelhető növekedési vonalakat, mint például a Hunter-Schreger és Retzius vonalak (**1. ábra**). A növekedési vonalak képződése a zománcképződés napi ciklusosságával is összefügg. A zománcképződés második szakasza során a már kialakult zománcprizmák növekednek, vastagodnak, miközben a szerves szövet mennyisége csökken, a folyamat végére az apatit aránya 95% fölé emelkedik. Ezt a szakaszt mineralizációnak, vagy a zománc érésének nevezik. Ez a második szakasz gyakran időben elnyújtott, és csak jelentős időbeli késleltetéssel követi az elsőt. A zománc keletkezése és mineralizációja különböző sebességgel és eltérő geometriával halad a fog különböző rétegeiben, és a két szakaszban keletkező zománc kémiai és izotópos összetétele is eltérő (Passey és Cerling, 2002; Tafforeau et al., 2007; Trayler és Kohn, 2017). Ezeknek a folyamatoknak köszönhető, hogy az állat környezetében zajló izotóp-változások a fogzománcban késleltetve és tompítva jelennek meg (Passey és Cerling, 2002). Ebből fakadóan bármilyen mintavételi geometriát alkalmazva egy-egy minta egy időbeli átlagértéket ad a környezeti változásokról. Ugyanakkor az alkalmazott mintázási geometria és módszer nagymértékben befolyásolhatja az eredményeket. Megfelelő mintázással az időbeli átlagolás a lehető legkisebbre csökkenthető (Zazzo et al., 2012).



1. ábra. Fog szerkezete transzverzális metszetben (*Rhinoceros unicornis*) Tafforeau et al. (2007) nyomán. A fehér nyilak a zománcban és a dentinben is megfigyelhető neonatális vonalat mutatják, mely a születéskor keletkező, a többinél erősebb növekedési vonal. A mineralizáció frontja Trayler és Kohn (2016) alapján közel merőleges lehet a fog növekedésének irányára.

A fogzománcot három különböző szerkezetű részre lehet tagolni (Boyde és Fortelius, 1986). A legbelső, a zománc-dentin határhoz (enamel dentin junction, EDJ) legközelebb eső ~20μm vastagságú rétegnek a legnagyobb a sűrűsége, itt a zománc szerkezete irreguláris szerkezetű, nem mutat növekedési vonalakat (Tafforeau et al., 2007). A középső réteg a legnagyobb vastagságú, ebben a rétegben az egymással átellenesen álló (dekusszált) zománcprizmák alakítják ki a fog külső felszínével közel merőleges Hunter-Schreger és az ezeket metsző Retzius vonalakat. A legkülső réteg ismét vékonyabb, a Hunter-Schreger vonalak itt elhajlanak az okkluzális felszín felé (Boyde és Fortelius, 1986).

Tafforeau et al. (2007) a fogzománc szerkezetét, a mátrix képződésének és a mineralizációnak az idejét és geometriáját vizsgálta orrszarvúfélék esetén. A napszakosan és hosszabb ciklusokban kialakuló növekedési vonalak (keresztrétegződések, Retzius vonalak, Hunter-Schreger vonalak) számlálásával következtetett a növekedés sebességére, míg a zománc szerkezetét, sűrűségét szinkrotron röntgen-mikrotomográfiával vizsgálta. Mivel a teljes mértékben mineralizálódott zománc sűrűsége nagyobb, mint a kezdeti zománcé, így a sűrűség eloszlásából következtetni tudott a mineralizáció geometriájára. Az általa vizsgált

fogakban az elsődleges apatit és a zománc szerves mátrixának lerakódása 1,8 és 3,5 év közötti időszakig tartott. A sűrűség adatok alapján a legbelső réteg mineralizációja a kialakulással egy időben történik, míg a középső és külső rétegek esetén hosszú idő is eltelhet a kettő között. Egy jávai orrszarvú (*Rhinoceros sondaicus*) minta egy pontján vizsgálta a mátrix kialakulása és a zománc mineralizációja között eltelt időt. Azt találta, hogy a vizsgált pontban 1,15 év telt el a mátrix keletkezésétől számítva, és a zománc mineralizáltsága még nem volt teljes mértékű. Tehát a mátrix keletkezése, és a teljes mineralizáció között akár ennél is több idő telhet el (Tafforeau et al., 2007). A sűrűség adatok térbeli eloszlása alapján azt állapította meg, hogy a mineralizációnak nincs egy éles frontja, az apatit sűrűsége az EDJ és fog külső felszíne között viszonylag diffúz módon, fokozatosan csökken. Másik megállapítása, hogy az azonos sűrűségű rétegek nem követik a mátrix keletkezésének geometriáját. Tehát a különböző időszakokban keletkező mátrix részek is lehetnek azonos-, míg azonos időszakban képződött mátrix részek is lehetnek eltérő mineralizáltságúak. Bár a fentiek alapján azt mondhatjuk, hogy a teljes mineralizáció elérése nagyon hosszú folyamat is lehet, az apatit beépülése időben nem lineárisan történik. A legtöbb apatit a mineralizáció első szakaszaiban épül be a mátrixba, majd a mineralizáció lassulásával a beépülő anyagmennyiség egyre kevesebb (Balasse, 2002). Trayler és Kohn (2017) a zománc szerkezetét, kémiai és izotópos összetételét is vizsgálta. Fő célja az volt, hogy megállapítsa, a végső izotóp összetételre mekkora hatása van a két különböző szakaszban keletkező fogzománcnak. Az első szakaszban lerakódó mátrix mennyiségének csak a 25%-a apatit, viszont ez karbonátban gazdag, kétszer annyi karbonátot tartalmaz, mint a mineralizáció során lerakódó apatit. A kezdeti mátrix apatitja ezért az összes foszfátnak csak a 25%-át adja, míg a karbonát 50%-át. Ha mindkét zománc keletkezési lépés fontos lenne a végső izotóp összetétel kialakításában, akkor a fent említett különböző foszfát és karbonát arányok, és az állat szezonálisan változó $\delta^{18}\text{O}$ felvétele miatt a foszfátból mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek változása egy időbeli késleltetéssel követné a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ értékek változásait. Az eredmények nem mutattak ki ilyen időbeli késleltetést, ami egyidejű foszfát és karbonát beépülést feltételez. Ez úgy lehetséges, ha a mineralizáció felülírja az első lépésben keletkezett zománc izotópos összetételét. Ez az izotópos felülíródás több módon is történhet. A mineralizáció során az apatit újrakristályosodhat, vagy az oxigén izotópok diffúzió útján alakítanak ki egy új egyensúlyt a kezdeti zománchoz képest. A végbemenő folyamat részleteitől függetlenül az eredmény tehát az, hogy a végső izotóp összetételt legnagyobb részben a mineralizáció határozza meg, a mintázások

tervezéséhez ezért ennek a geometriáját és időbeli lefolyását fontos pontosabban ismerni.

Trayler és Kohn (2017) vizsgálta a mineralizáció geometriáját is. Röntgen-térképei Ca-zónái azt mutatják, hogy a mineralizálódás az okkluzális felszín, a fog csúcsa felől halad a gyökér felé, erősebben és gyorsabban zajlik le a belső és a középső rétegben, mint a legkülsőben. A mineralizáció a fog külső felszínéhez és a fog tengelyéhez képest nagy szögben, halad előre a belső és középső rétegekben, tehát a kezdeti zománc lerakódással ellentétben a mineralizáció frontja nem egyezik meg a látható növekedési vonalakkal (Tafforeau et al., 2007; Trayler és Kohn, 2017). A mineralizáció szöge minden vizsgált faj esetén 45° -nál nagyobb volt, a dámszarvas és láma mintáknál 60° , míg a juh és a ló minták esetén 80° és 90° . A szarvasmarha minta mineralizálódása bonyolultabb geometriájú, a mineralizáció frontja a zománc középső részében haladt a leggyorsabban, míg a belsőbb és külsőbb részekben lassabban.

A megfigyelések alapján összességében azt lehet mondani, hogy a legjobb mintavételi technikák a mineralizációval párhuzamosan történnek és a belső zománc rétegekre fókuszálnak, ezzel a legjobb időbeli felbontást és adat-megbízhatóságot elérve (Trayler és Kohn, 2017). Mivel a mineralizáció sok esetben közel merőlegesen halad a fog tengelyéhez és a külső felszínhez képest, a külső felszínre merőleges mintavételek nem okoznak sokkal nagyobb időbeli átlagolást, mint a mineralizációval párhuzamosak. A Trayler és Kohn, (2017) által vizsgált fajok esetén a középső zománcrétegben az érett és a még nem mineralizálódott zománc közötti átmenet 2–4mm hosszúságú volt. Bár az éves mineralizációs ráta a különböző taxonok esetén változó, a patásokra jellemző átlagos 30–60 mm/év közötti mineralizációs rátát feltételezve (Kohn, 2004; Trayler és Kohn, 2017) a 2–4 mm-es átmenet egy fél-másfél hónapos időszakot jelenthet. Blumenthal et al. (2014) lovak fogainak külső zománcrétegében a középső réteghez képest kétszer hosszabb átmenetet mutatott ki, ami 1–3 hónapnyi időintervallumot jelentene. Mivel a külső zománcréteg a zománc összes tömegének csak 25%-át adja, így a zománc teljes vastagságából vett mintákban a középső zománcrétegnek jóval nagyobb hatása van az izotóp összetételre. A teljes zománcrétegből vett minták esetén elhanyagolható a korábban mineralizálódó $\sim 20 \mu\text{m}$ vékony legbelső zománcréteg összetétele is. Összefoglalva elmondható, hogy a fog tengelyére merőlegesen vett, az egész zománc vastagságát átfogó zománc minták izotóp összetétele 2–4 mm-enként néhány hónap környezeti változásainak átlagértékeit tükrözheti.

2.5. A klíma és környezet változásai a pliocén és kora-pleisztocén korokban Európa területén

A pliocénben és kora-pleisztocénben számos fontos klímaváltozás történt. A pliocénben is folytatódott az egész neogéneen át tartó, hosszú távú lehülési trend, melynek során a hőmérsékletek már a kora-pliocén egyes szakaszaiban megközelítették a modern értékeket (Zachos et al., 2001). Ugyanakkor a pliocén során több olyan időszak volt, amikor a hőmérsékletek a mainál 2–3 °C fokkal magasabbak voltak, a klíma nedvesebb és a globális tengerszint magasabb volt a jelenleginél. A pliocén végén ezt a mainál melegebb klímát egyre több lehülési periódus és ingadozás követte, melynek eredményeképp az északi féltekén eljegesedések kezdődtek. A lehülési trend és az ingadozások tovább erősödtek a pleisztocénben, ahol már glaciális–interglaciális periódusokról beszélhetünk (Ruddimann et al., 1989; Dowsett et al., 1996, 2010, 2013; Ravelo et al., 2004; Bartoli et al., 2005; Haywood et al., 2013).

A kora-pliocén a zanclai korszakot foglalja magába (5,33–3,6 Ma) (Hilgen et al., 2012). A zanclai korszakkal az európai nagyemlős biokronológiai rendszer MN14-es és MN15-ös biozónái mutatnak szinte teljes átfedést. Bár az európai emlős biokronológia egy relatív rendszer, általánosabb, közelítő jellegű koroknál a biozónák használata nem okoz ellentmondásokat (az európai nagyemlős biokronológia bővebb leírását lásd a fosszilis minták leírása részénél). A zanclai kezdetén a globális tengerfelszíni hőmérsékletek a mainál 3–4 °C-al is magasabbak lehettek, a meridionális hőmérsékleti gradiens jóval kisebb volt a mainál és az északi féltekén még nem jelent meg eljegesedés. Mivel a CO₂ koncentráció ebben a korszakban a maihoz közeli volt, a jelenlegitől eltérő klímát az óceáni termoklin zóna eltérő mélysége, az eltérő óceáni áramlások, a tengersizorosok és hegységek eltérő elrendeződése, a légkör magasabb vízgőztartalma és az ezekhez kapcsolódó visszacsatolások hatásai okozhatták (Brierley et al., 2009, LaRiviere et al., 2012). A meridionális hőmérsékleti gradiens kisebb volt az egyenlítő és szubtrópusok között és a szubtrópusok és a poláris területek között is. Elias és Matthews (2002) rovarmaradványok alapján végzett klímarekonstrukciókat Észak-Amerika arktikus területein, míg Ballantyne et al. (2006) és Csank et al. (2011a) ugyanerről a területről vörösfenyő maradványok oxigénizotóp-arányai és az évgyűrűk vastagságai alapján rekonstruálta a hőmérsékleteket. Csank et al. (2011b) emellett vízcicigák aragonitvázának hagyományos és kapcsolt izotóparány mérései alapján is kalkulált hőmérsékleteket. A rovarmaradványok eredményei azt mutatták, hogy 5 millió

évvel ezelőtt a maihoz hasonló, annál enyhén melegebb lehetett a klíma, majd ezt követően 4 Ma-ig egy jelentős, 10°C fokot is elérő melegedés történt és a melegebb időszakok 3 Ma-ig folytatódtak. Ezekben az időszakokban tehát a maiánál 10–15 °C-al is melegebb lehetett a terület hőmérséklete. Hasonlóan meleg hőmérsékleteket indikáltak a 4 Ma korúnak tartott vörösfenyőből származó izotóp és évgyűrű vastagság adatok is.

A zsancliban Európa nagy részét sűrű szubtrópusi erdők borították, főleg a ciprusfélékhez tartozó *Taxodium* és *Sequoia* örökzöld fajokkal, bár észak felé haladva nőtt a lombhullató fajok aránya is (Suc et al., 1995). Az északnyugat-mediterrán térségben is a nyugat-európaihoz hasonló fajösszetételű erdők terjedtek el, bár a térség egyes területekein pl. a mai Észak-Olaszország területén a közeli hegységek befolyásoló hatása is érvényesült. A délnyugat-mediterrán területeken, például a mai Spanyolország és Dél-Olaszország területein viszont a nyílt területek domináltak félsivatagos növényzettel (Suc et al., 1995, Fauquette et al., 1999). Egy hosszú időszakot átfogó észak-olaszországi szelvény (Stirone) pollenanalízisei stabil, meleg-mérsékelt klímát indikálnak 15–17 °C-os MAT-al és 1000 mm-nél magasabb éves átlagos csapadékösszeggel (MAP) (Bertini, 2001; 2010). A mega-mezotermikus (szubtrópusi) és mezo-mikrotermikus (mérsékelt-övi) flóraelemek arányának változása a tengeri foraminiferák $\delta^{18}\text{O}$ görbéivel egyetértésben a hőmérsékletek enyhe fluktuációjára utal (Bertini, 2001). A klíma-amplitúdó módszerrel elemzett pollen adatok 16 °C és 20 °C közötti értékeket adtak a MAT-ra, 17–19 °C legvalószínűbb értékekkel. A MAP értékek 1100 mm és 1500 – 1600 mm közöttinek adódtak, 1200–1300 mm legvalószínűbb értékkel (Fauquette és Bertini, 2003). Szintén pollen adatok alapján Szicília területén a klíma melegebb és a maival megegyezően száraz, vagy annál szárazabb volt (Fauquette et al., 1999, 2006; Combourieu-Nebout et al., 2015). A Kárpát-medence területét a nyugat-európaihoz hasonló meleg-mérsékelt övi erdőségek boríthatták. A növényzet alapján Hably és Kvaček (1998); és Erdei et al. (2007) 600-1100mm éves csapadékmennyiséget rekonstruált Pula (4.25 ± 0.17 Ma) lelőhelyen, míg Kovács et al. (2013) paleotalajok agyagásványai alapján ennél magasabb, 1200-1400mm-t valószínűsített a kora-pliocénre. A hőmérséklet tekintetében a növényi makrofossziliák és pollenek 10–13 °C-os, paleotalajvizek stabilizotóp értékei 15 °C-os, míg a paleotalajok agyagásványai 13–15 °C-os éves átlaghőmérsékleteket indikálnak (Hably és Kvaček, 1998; Hably, 2002; Kovar-Eder, 2003; Erdei et al., 2007, Kovács et al., 2013; Szócs et al., 2013).

A kora-pliocénhez képest a késő-pliocénben, a piacenzai korszakban (3,6–2,6 Ma) már több jelentősebb klímaváltozás történt. Suc et al. (1995) a zanzibari – piacenzai határ körül lehülést mutatott ki, mely során Nyugat-Európában nagymértékben csökkent a termofil fajok aránya. Szintén történt egy intenzív, de rövid lehülés és eljegesedés 3,305–3,285 Ma között (De Schepper et al., 2013; 2014). Ennek fő kiváltó oka főleg az lehetett, hogy a Panama tengeri átjáró összekötötte az Atlanti és a Csendes-óceánt. A víz keveredése miatt a Golf és az Észak-atlanti áramlat északra tartó hőtranszportja csökkent, ami lehetővé tette az északi területek eljegesedését. Az eljegesedéssel viszont csökkentek a globális tengerszintek, a Panama tengeri átjáró bezáródott, a hőtranszport idővel ismét visszaállt, elősegítve az eljegesedést követő melegebb észak-európai klímát. A klíma változásaiban más folyamatok, például az indonéziai tengersizoros változásai is szerepet játszhattak.

A gyors lehülést újra egy hosszabb ideig tartó melegebb klíma követte. A 3,26–3,025 Ma közti időszakot közép-piacenzai melegperiódusnak nevezik (mid-Piacenzian warm period, MPWP, korábbi elnevezése mid-Pliocene warm period) (Dowsett et al., 2010). Mivel már évtizedekkel ezelőtt úgy találták, hogy ez a korszak több szempontból analógiaként szolgálhat a közeljövő klímaváltozásaihoz (maihoz hasonló szén-dioxid koncentráció, külső kényszerek, geográfiai elrendeződés és paleobiológiai sajátosságok) ezért számos tudományos programot indítottak a korszak klímájának pontosabb megismerése céljából. A PlioMIP és PRISM (PRISM 1–4) projektek során modelleztek, adatokat gyűjtöttek és adat-modell összehasonlításokat végeztek (többek között Dowsett et al., 1996, 2010, 2013; Hill et al., 2011; Salzmann et al., 2011; Haywood et al., 2013). A globális modellek alapján ennek a korszaknak a klímája hasonló lehetett a kora-pliocén klímához. A globális tengerfelszín hőmérsékletek 2–3 fokkal, a tengerszintek 10–40 m-el magasabbak voltak a mainál és a kontinentális jégtakarók kiterjedése kisebb volt, mint napjainkban. A legtöbb térségben a mainál nedvesebb lehetett a klíma, ez alól a kevés kivétel egyike lehetett a mainál szárazabb mediterrán térség (Salzmann et al., 2011). Nyugat-Európa területén paleobotanikai adatok a jelenleginél 3–6 °C-al melegebb hőmérsékleteket és 230–400 mm-el több éves csapadékmennyiséget indikálnak (Salzmann et al., 2011). A különböző modellek és klímára utaló adatok között vannak ellentmondások is. Egyes modellkimenetek, bár az Atlanti-óceán és a Földközi-tenger térségére a mainál magasabb csapadékértékeket adnak, a maihoz hasonló, vagy kissé alacsonyabb értékeket mutatnak a nyugat-európai területekre. A modell a frontokhoz kapcsolódó nagyskalájú csapadék mennyiségében csökkenést, míg

a konvektív eseményekből származó csapadék esetén növekedést mutat (Jost et al., 2009). Bár Közép-Olaszország egyes területein már 3,3 Ma körül (MN16, Triversa faunaegység (faunal unit)) jelentek meg olyan új fajok, melyek a nyílt területekhez is adaptálódtak, ugyanakkor a legtöbb területen, például Észak-Olaszországban a paleobotanikai adatok a vegetáció homogenitását mutatják. A megjelenő új fajok mellett így még a kora-pliocén erdőkhöz alkalmazkodott fajok is megmaradtak. Az *Anancus arvernensis* is egy erdei életmódhoz alkalmazkodott faj volt, mely tovább élt Olaszország területén ebben a korszakban. Több tanulmány növényevők fogkorona magasságait (hypsodontia / hypsodonty) vizsgálta és ez alapján tett becsléseket az ariditásra és paleocsapadék mennyiségekre (Fortelius et al., 2002, 2006; Eronen és Rook, 2004). Számos vizsgálat eredménye alapján a fogkorona magasság (hypsodonty) értékek a késő-pliocén elején még hasonlítanak a kora-pliocén értékekhez, alátámasztva, hogy a klíma ebben az időszakban még hasonlóan humid volt. A pliocén végén és a kora-pleisztocénben (MN16 és MN17-es biozónák, **3. ábra**) viszont a kora-pliocén faunát egyre több legelő faj váltotta fel, ami a növényzet nyíltabbá-, a klíma szárazabbá válására utal (többek között Fortelius et al., 2002, 2006; Eronen és Rook, 2004).

Az MPWP periódus meleg és humid klímája ellenére tehát a hosszú távú lehülési és szárazodási trend folytatódott. Az MPWP-t követő lehülés 2,8 Ma-tól gyorsulni kezdett, majd 2,74 Ma –nál kezdetét vette az északi félteke eljegesedése (Northern Hemisphere Glaciation, NHG) (többek között Haywood et al., 2002; Salzmann et al., 2011, 2013; Haywood et al., 2013). Ekkor záródott be végleg a Panama óceáni szoros, ami az óceáni áramlások ismételt átrendeződését okozta. A szoros bezáródásának hatására növekedett ugyan a Golf és Észak-atlanti áramlás északra tartó hőtranszportja, viszont a magasabb északi szélességeken megjelenő többlet páratartalom idővel megindította az eljegesedést a szárazföldeken (Bartoli et al., 2005). A klíma irreverzibilisen átalakult, és ezt követően már nem tért vissza a stabil, mainál melegebb állapotba. Ezzel együtt megkezdődtek az enyhe glaciális-interglaciális ciklusok, melyek 41 ezer évente ismétlődtek, főleg a föld tengelyferdeségének ciklikus ingadozása miatt (Ruddimann et al., 1989; Meyers és Hinnov, 2010; Salzmann et al., 2011, 2013; Dowsett et al., 2013; Haywood et al., 2013; De Schepper et al., 2013, 2014; Woodard et al., 2014). A klíma irreverzibilis átalakulása és a ciklusos változások a növényzet gyors változásait, a különböző vegetációtípusok ismétlődő szukcesszióját okozta. Észak-Európában az erdők helyett tundraszerű vegetáció alakult ki (Pott, 1995; Bredenkamp et al., 2002), a közepes szélességeken eltűntek a termofil és humiditást igénylő fafajok, míg Délnyugat-

Európában ebben a korszakban terjedt el a maihoz hasonló mediterrán növényzet. A változás nem volt egyenletes a különböző térségekben, a lokálisan magasabb hőmérsékletek és csapadékmennyiségek miatt egyes fajok például tovább fennmaradtak Közép-Olaszországban, mint más régiókban (Martinetto et al., 2015). A klíma és a növényzet változása az állatvilágra is hatott. Európában a Villányi / Villafranchai emlős kicserélődés történt ebben a korszakban, mely során az archaikus faunaelemek egyre inkább eltűntek és a nyíltabb, szárazabb környezetekhez alkalmazkodott új fajok terjedtek el (Pott, 1995; Bredenkamp et al., 2002; Petronio et al., 2011). Nomade et al. (2014) paleofaunák vizsgálata során ebben az időszakban regisztrálta a legelő életmódú *Equus stenorhis* első megjelenését Franciaország területén, Roca-Neyra lelőhelyen ($2,60 \pm 0,02$ Ma, MN16-MN17 átmenet). Ezen kívül több legelő nagyemlős gyors elterjedése utal a terület szárazodására és az erdős élőhelyek gyors visszaszorulására 2,6–2,4 Ma között, az MN17 biozóna első felében. Olaszország területén is hasonló változások zajlottak, a 'ló-elefánt esemény'-nek is nevezett ("*Equus*-elephant event") átmenet során számos erdei életmódú állat, leginkább a kis ragadozók és a fákon élő emlősök eltűntek, míg nagy növényevő, legelő és kevert táplálkozású (legelő és lombevő) emlősök jelentek meg. Ez az átalakulás a jelentősen megváltozott fajösszetétel miatt egy valódi faunakicserélődésnek tekinthető (Palombo, 2007; Petronio et al., 2011).

A 2,5 és 0,9 Ma közötti korszak egészére a 41 ezer éves glaciális–interglaciális ciklusok ismétlődése a jellemző (Ruddimann et al., 1989; Bertini, 2000). Az interglaciális periódusok viszonylag hosszúak voltak, a glaciálisok rövidebbek. A mediterrán térségben a ciklusok a vegetáció négylépéses szukcessziójában tükröződtek. A kezdeti lombhullató erdőségeket, szubtrópusi és meleg-mérsékelt övi erdők váltották, ezt tűlevelű erdők követték, majd a nyílt vegetáció. Ez a klíma négy lépésben történő változását tükrözi a meleg–nedves klímáról a hideg–szárazra: 1) Kezdetben a hőmérséklet növekedett, 2) ezt követően nőtt a csapadékmennyiség is, 3) majd csökkent a hőmérséklet miközben a csapadékmennyiség nem változott, 4) végül drasztikusan csökkent a csapadékmennyiség (Bertini, 2001, 2010). Olaszország területének nagy részét az interglaciálisok során erdőségek borították, míg a glaciálisok során a nyílt vegetáció aránya növekedett. A sztyepp-szerű növényzet hosszabban és gyakrabban alakult ki Dél-Olaszországban, míg Közép-Olaszország területén csak egyes, extrémebb glaciális maximumok esetén alakult ki (Ermolli et al., 2010; Pontini és Bertini, 2000; Petronio et al., 2011). Észak-Olaszország területén a glaciális ciklusok során legtöbbször nem alakult ki nyílt vegetáció, itt a hidegebb típusú erdők (főleg *Picea* és

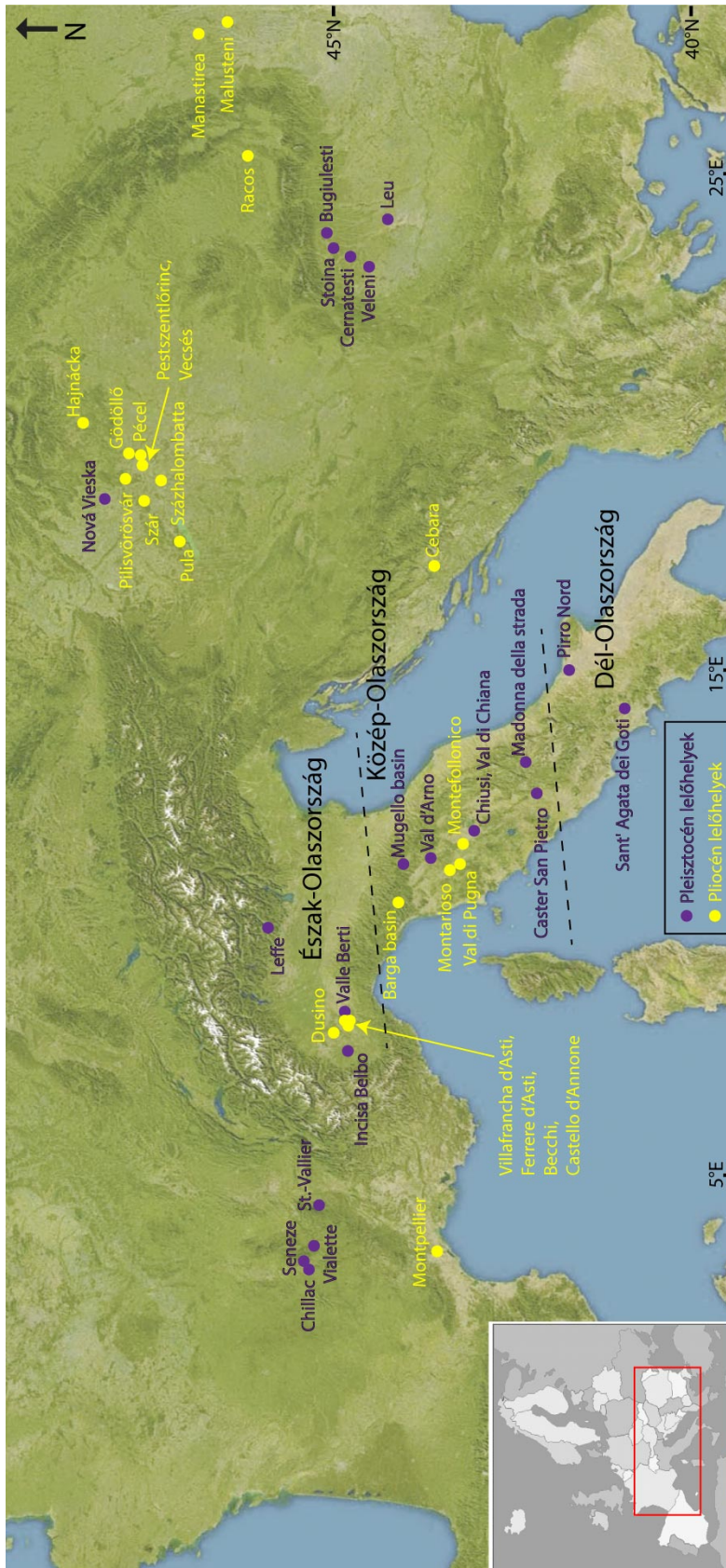
Fagus fajok) elterjedése jellemző, miközben a sztyeppekre jellemző lágyszárú fajok pollenjei csak kis arányban fordulnak elő (Bertini, 2001, 2010). Délkelet-Franciaország területén az MN17-es korú (~2 Ma) Saint Vallier lelőhelyen Guérin et al. (2004) sztyepp és nyílt erdőssztyepp váltakozásából álló mozaikos környezetet rekonstruált az emlős fauna alapján. Általában véve a glaciális–interglaciális ciklusok során az interglaciális periódusokban a MAT és MAP a kora-pliocén értékekhez hasonlóan magas lehetett, míg a glaciális időszakokban a MAT és MAP a jelenkori értékekhez lehetett közel (Bertini, 2010). Ugyan akkor az egymást követő ciklusok során jelen volt a hosszú távú szárazodási és lehülési trend is. Dél-Olaszország területén egy lelőhely (Semaforo) pollen analízise a 2,46 Ma-tól 2,11 Ma-ig tartó időszak alatt 9 glaciális és 8 interglaciális időszakot fogott át. Az egymást követő interglaciálisok során az éves átlagos és téli hőmérsékletek csökkenése 2,3 °C volt, miközben nőtt a szezonális különbség, míg az egymást követő glaciálisok során minden hőmérsékleti paraméter legalább 1,6 °C csökkenést mutatott (Klotz et al., 2006). Paleotalajvíz stabilizotóp-mérései alapján Szócs et al. (2013) a Kárpát-medence területén is lehülését mutatott ki a kora-pliocénhez képest, a talajvizek leszivárgása 15 °C helyett csak 6–7 °C-on történhetett a kora-pleisztocénben.

3. Anyagok és módszerek

3.1. Fosszilis minták

Vizsgálataimhoz számos mintát gyűjtöttem természettudományi múzeumok és egyéb intézmények gyűjteményeiből. Egyes mintázásokat mások végeztek és a mintákat postán juttatták el számomra. A dolgozathoz kapcsolódóan összesen 120 fosszilis fogat vizsgáltam meg. A minták kora a kora-pliocéntől a kora-pleisztocén végéig terjed, az ~5,2 és ~1 Ma közötti időintervallumot magába foglalva. Területileg a legtöbb minta négy régióból származik: Délkelet-Franciaországból (a Francia-középhegység térségéből), Észak- és Közép-Olaszországból és a Kárpát-medence területéről. Ezek mellett kisebb számban gyűjtöttem mintát Dél-Olaszországból, Bosznia-Hercegovinából és Románia Kárpátoktól keletre fekvő területeiről is. Ahol lehetett, egy-egy lelőhelyről több mintát gyűjtöttem, ami lehetővé teszi az eredmények statisztikai értékelését. A fosszilis leletek ritkasága miatt ez nem mindenhol volt lehetséges, több lelőhelyről csak egy-egy mintát tudtam gyűjteni.

A lelőhelyek térbeli elhelyezkedését részletesen az **2. ábra** mutatja, a fosszilis mintákról az **1. táblázatban** és az ott megjelölt hivatkozásokban találhatóak részletes paleontológiai, geológiai és kor-adatok.



2. ábra. A vizsgált minták lelőhelyeinek térbeli helyzete. (A térkép a lelőhelyek jelenlegi helyzetét mutatja).

A vizsgált lelőhelyek és minták egy részének kora radiometrikus kormeghatározással, magnetosztatigráfiával, ciklussztatigráfiával jól meghatározott, sok esetben viszont a kor becslése biokronológiai alapokon történt. A biokronológiai határok meghatározásához az előkerült faunaegyüttesek fajainak első és utolsó megjelenéseit veszik alapul. Mivel ez egy hosszabb időszakot is átfoghat, ráadásul az egy lelőhelyen előkerült fajok és faunaegyüttesek nem feltétlenül reprezentálják az adott faunaegyüttes nagyobb területen előforduló összetételét, a biokronológiai alapon meghatározott korok csak közelítőek. További jellegzetessége a módszernek, hogy a biokronológiai egységek nem abszolút, hanem csak egy-egy régióra alkalmazható relatív kort jelentenek. Ennek oka, hogy a fajok terjedése miatt egy-egy faj első és utolsó megjelenése a különböző térségekben eltérő időpontokban következik be. Például a pliocén során elterjedő növényevő nagyemlős fajok a legtöbb esetben Kelet-Európában előbb jelentek meg, mint nyugaton. A különböző régiókban felállított relatív kort adó biokronológiai rendszereket, – például a főleg Olaszország területére alkalmazott fauna egységeket, (faunal unit), és a Franciaországra (Nyugat-Európára) alkalmazott neogén emlős biozónákat – viszont korrelálták egymással és más, abszolút-kor adatokkal is. A különböző biozónákhoz így abszolút korok is rendelhetők. Saját munkámban az összes mintát besoroltam az elterjedten használt európai kontinentális emlős-biokronológiai rendszer biozónáiba, az eredményeket így könnyebb csoportosítani és összehasonlítani. A biozónák határait a különböző szerzők más-más abszolút korokhoz társítják. Saját munkámban a biozónák határait a Nemzetközi Rétegtani Bizottság 2012-es földtörténeti időskálája (Hilgen et al., 2012) és a **2. Ábrán** hivatkozott szerzők munkái szerint alkalmaztam (de Bruin et al., 1992; Fejfar et al., 1998; Oms et al., 1999). Az MN18Q biozónából csak Olaszország területéről van jelentősebb számú mintám. Ezt a biozónát az Olaszországban alkalmazott faunaegységek szerint osztottam további szakaszokra (Palombo 2007).

| közelítő kor (Ma) | kor | kor-szak | MN biozóna | fauna egység | irodalom | | |
|-------------------|------------|-----------|--------------------------|--------------------------|---|-------------------|--|
| 0,8 | Pleistocén | Calabriai | MN18 / (MQ1) | Colle Curti | Fejfar et al. (1998); faunaegységek: Palombo, 2007) | | |
| 0,9 | | | | Pirro Nord | | | |
| 1 | | | | Farneta | | | |
| 1,1 | | | | Tasso | | | |
| 1,2 | | | | Olivola | | | |
| 1,3 | | | | | | | |
| 1,4 | | Gelasi | MN17 | C. S. Giacomo | Oms et al. (1999) | | |
| 1,5 | | | | Montopoli | | | |
| 1,6 | | | | | | | |
| 1,7 | | | | | | | |
| 1,8 | | | | | | | |
| 1,9 | | | | | | | |
| 2 | | Pliocén | Piacenzai | MN16b | Triversa | Oms et al. (1999) | |
| 2,1 | | | | | | | |
| 2,2 | | | | | | | |
| 2,3 | | | | | | | |
| 2,4 | | | | | | | |
| 2,5 | | | | | | | |
| 2,6 | | | | | | | |
| 2,7 | | | | | | | |
| 2,8 | | | | | | | |
| 2,9 | | | | | | | |
| 3 | | | | | | | |
| 3,1 | | | | | | | |
| 3,2 | | | | | | | |
| 3,3 | | | | | | | |
| 3,4 | | | | | | | |
| 3,5 | | | | | | | |
| 3,6 | Zanclai | MN15 | | De Bruijn et al., (1992) | | | |
| 3,7 | | | | | | | |
| 3,8 | | | | | | | |
| 3,9 | | | | | | | |
| 4 | | | | | | | |
| 4,1 | | | | | | | |
| 4,2 | MN14 | | De Bruijn et al., (1992) | | | | |
| 4,3 | | | | | | | |
| 4,4 | | | | | | | |
| 4,5 | | | | | | | |
| 4,6 | | | | | | | |

3. Ábra. A földörténeti korok, biozónák és faunaegységek határai

3.1.1 Minták Franciaország területéről

Franciaország területéről 23 mintát gyűjtöttem, a minták az ország keleti, dél-keleti régiójából, két minta kivételével a Francia-középhegységből származnak. A legtöbb minta maar tavak üledékrétegeiből került elő. Az üledékrétegek között sokféle vulkáni lávafolyás és tefra réteg található, lehetőséget adva a radiometrikus kormeghatározásra. Bár egyes esetekben (pl. Chilhac lelőhelyénél) a rétegsorok egymáshoz képesti bonyolult helyzete miatt a datálás nehezebb, a lelőhelyeket számos tanulmány vizsgálta, a legtöbb lelőhely esetén pontos magnetosztratigráfiai és radiometrikus kor-adatok is ismertek. A Vialette lelőhelyről előkerült emlősmaradványok kora $3,14 \pm 0,06$ Ma (Lacombat et al., 2008), Chilhac esetén a korok 2,47 Ma és 1,8 Ma közöttiek (Boivin et al., 2010). Seneze lelőhelyen Roger et al. (2000) egy tefraréteg korát határozta meg $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszerrel. A meghatározott kor $2,10 \pm 0,01$ Ma-nak adódott, és mivel az emlős fossziliák valószínűleg e réteg felett helyezkedtek el, ezért ezek korát ennél fiatalabbnak feltételezték. Nomade et al. (2014) újabb, más tefrarétegekből történő vizsgálatai a fossziliák korára ehhez hasonló, bár kissé idősebb $2,21$ és $2,16 \pm 0,02$ Ma közötti kort adtak.

Nomade et al. (2014) az egyes biozónák határait nem pontosan oda teszi, mint ahogy én alkalmaztam saját munkámban. Mivel azonban a lelőhelyek abszolút korai is ismertek, a térbeli összehasonlíthatóság kedvéért a mintákat az általam alkalmazott rendszer szerint soroltam be az emlős biozónákba (**3. Ábra**). Seneze lelőhelyet Nomade et al. (2014) az MN18 biozónába sorolja. Régebben ez volt az MN18-as biozóna franciaországi referencia lelőhelye is, az új radiometrikus kor adatok alapján azonban a lelőhely az általam alkalmazott rendszer szerint az MN17-es biozónába tartozik, és Nomade et al. (2014) rendszere szerint is az MN17 és MN18-as biozóna határán van (Roger et al., 2000, Nomade et al., 2014).

A Franciaország területéről gyűjtött 23 db minta közül a legtöbb a *Stephanorhinus etruscus* ($n = 10$) és a *Stephanorhinus megarhinus* ($n = 4$) fajokhoz tartozik, 7 db orrszarvúfélékhez tartozó mintát nem lehetett fajsinten meghatározni, emellett egy-egy, az ormányosfélékhez tartozó *Anancus arvernensis* és *Mammuthus meridionalis* mintát gyűjtöttem. A mintázást a Lyoni Egyetemen (LGL-TPE, Lyon, Franciaország) és a Bázeli Természettudományi Múzeumban (MHMB, Bazel, Svájc) végeztem, a Chilhac lelőhelyről származó négy mintát Frédéric Lacombat postán juttatta el számomra.

3.1.2. Minták Olaszország területéről

Olaszországból összesen 51 minta származik, nagy részük az ország északi és középső területeiről, a déli területekről csak három mintát gyűjtöttem. A minták négy különböző fajhoz tartoznak, ebből három orrszarvú-féle: *Stephanorhinus etruscus* (n = 21), "*Dihoplus*" *megarhinus* (n = 9), *Stephanorhinus jeanvireti* (n = 6), és egy ormányos faj: *Anancus arvernensis* (n = 7). Ezen kívül nyolc, az orrszarvúfélék családjához tartozó fossziliát nem lehetett faj szinten meghatározni. A fossziliák változatos geológiai környezetekből, például intramontán medencék fluvio-lakusztikus környezetéből, karsztos területek víznyelőiből, vagy tengeri üledékekből származnak. Utóbbi esetekben az emlősmaradványok főleg a tengerparthoz közeli szárazföldi területekről mosódhattak a tengerbe (többek között Masini és Sala, 2007; Pandolfi és Petronio, 2011, Pandolfi et al., 2013). Több fosszília már régebben, akár a 19. században került elő, ekkor írták le őket, előkerülésük pontos sztratigráfiai helyzete ezért sokszor bizonytalan. Sok esetben a minták korát sem lehet pontosan meghatározni, az emlős biozónákba való besorolásuk ezért biokronológiai alapon történt. A minták kora az MN14 biozónától az MN18-as biozónáig, a kora-pliocéntől (~5.2 Ma) a kora-pleisztocén végéig (~1Ma) terjed. A legidősebb észak-olaszországi minták az MN14-15 biozónába tartoznak. A Dusino San Paolóból származó *Stephanorhinus megarhinus* minták pontos rétegtani és földrajzi helyzete is bizonytalan, az MN14-15 besorolás biokronológiai alapon, a taxon ismert előfordulásai alapján történt (Sacco, 1895, 1906; Guérin, 1980, Pandolfi et al., 2013). Az Olaszországban használatos faunaegységek rendszerében a Triversa faunaegységbe tartozó mintákat az MN16-os biozónába soroltam, míg a Montopoli faunaegységbe tartozókat az MN17-es biozónába. Vannak olyan minták, melyeket nem lehet pontosan besorolni, így az MN16 és MN17 biozónába is tartozhatnak. Észak-Olaszországban több a pontosabban besorolható minta, az MN16 és MN17-es biozónát itt külön tudtam vizsgálni (Sacco, 1895, 1906; Guérin, 1980; Kotsakis, 1986; Kotsakis és Barison, 2008; Pandolfi és Petronio, 2011; Kotsakis és Pandolfi, 2012). Ugyanakkor ezen minták esetén sem teljes mértékben biztos, hogy a besorolás megfelelő. Új kutatások (Irace et al., 2015) növényi makrofossziliák vizsgálata alapján számos termofil növényfaj (Martinetto et al., 2015) eltűnését mutatták ki már a pliocén vége előtt arról a területről, ahonnan az MN17 biozónába sorolt nagyemlős fossziliák is származnak. Mivel a növényzeti változások általában együtt járnak a fauna változásával, és a növényzeti változások már a pliocén

végén, az MN16-os biozóna során elkezdődhetnek, az MN16 és MN17 határának pontosításához további vizsgálatokra lenne szükség. Az MN17 biozónába sorolt emlős fossziliák szintén a 19. században leírt leletek, pontos sztratigráfiai helyzetük bizonytalan, így valószínűleg tartozhatnak a pliocén végéhez (MN16) és a pleisztocén elejéhez (MN17) is.

A fiatalabb minták esetén sem minden esetben lehet a kort pontosabban meghatározni. Mivel több esetben a pontos kor is bizonytalan és az egyes biozónákból csak néhány, vagy akár egy-egy minta áll rendelkezésre, az észak-olaszországi régió esetén az MN18-as biozónához, de különböző faunaegységekhez tartozó mintákat összevontam. A Közép-Olaszország területéről származó minták esetén viszont külön lehetett vizsgálni az MN18-as biozónán belül a különböző faunaegységekhez tartozó mintákat (Guérin, 1980; Masini et al., 1994; Magri et al., 2010; Pandolfi és Petronio, 2011; Mancini et al., 2012; Kotsakis és Pandolfi, 2012; Rook et al., 2013; Pandolfi et al., 2015). A koronként és régióként alkalmazott összevonások megkönnyítik az eredmények összehasonlítását és statisztikai értékelését, ugyanakkor az értelmezések során figyelembe kell venni az összevonások miatti tág időintervallumokat is.

A mintázások a következő intézményekben történtek: Római Sapienza Egyetem, Földtudományi Tanszék (SRDST, Róma, Olaszország), Fisiocritici Accademy, Természettudományi Múzeum Sziéna, (MSNAF, Sziéna, Olaszország), G. Capellini Geológiai Múzeum, (MGC, Bologna, Olaszország), Geológiai és Paleontológiai Múzeum, Torinói egyetem (MGPT, Torinó, Olaszország), Bázeli Természettudományi Múzeum (MHMB, Bazel, Svájc).

3.1.3 Minták a Kárpát-medence területéről

A Kárpát-medence területéről összesen 33 db fogzománc mintát gyűjtöttem, emellett 13 db dentin mintát is. A dentin mintákat a diagenézis teszteléséhez és a zoánc mintákkal való összehasonlítás miatt gyűjtöttem. A minták kora egy minta kivételével a kora-pliocéntől a kora-pleisztocénig terjed (5,2 Ma – 2 Ma). A kivétel egy Rudabánya lelőhelyről származó minta a miocén korból. A számos mintázott faj közül a legtöbb orrszarvú minta a *Stephanorhinus jeanvireti* fajhoz sorolható (n = 23), 7 db orrszarvúfélékhez tartozó mintát nem lehetett faj szinten meghatározni, emellett egy minta az *Aceratherium incisivum* fajhoz tartozik. A két mintázott ormányos faj: *Anancus arvernensis* (n = 6) és *Mammot borsoni* (n = 4). Az orrszarvúféléken és az

ormányosokon kívül két minta szarvasmarhafélék (*Bovidae indet.*) fogtöredékeiből származik és egy tapírfogat is mintáztam (*Tapirus arvernensis*). A fosszilis leletek fluviális, fluviolakusztikus (Gödöllő, Pécel, Vecsés, Pilisvörösvár, Szár, Pestszentlőrinc, Százhalombatta, Nová Vieska) és maar környezetekből (Pula, Hajnáčka) kerültek elő (Kováč et al., 2011). Bár a lelőhelyek tafonómiai történeteikben különböznek, közös bennük, hogy kis reliefű, ártéri környezetre utalnak. Az összesen tíz lelőhelyről származó mintákat három különböző időintervallumba lehet besorolni. Négy lelőhely a kora-pliocén (4,5–3,7 Ma MN14-15 és MN15 biozónák), egy lelőhely a késő-pliocén (3,6–2,5 Ma, MN16 biozóna), egy lelőhely a kora-pleisztocén (2,5–2 Ma, MN17 biozóna) korszakba sorolható. Négy lelőhely tartozhat a késő-pliocénhez és a kora-pleisztocénhez is (MN16, MN17 biozónák). A kora-pliocén lelőhelyek Pula, Szár, Százhalombatta (Kormos, 1917; Mottl, 1939; Kretzoi, 1985; Gasparik, 2001, 2007; Virág és Gasparik, 2012). Ezek közül Pula radiometrikus korrallal rendelkezik, kora 4.3 ± 0.17 Ma (Balogh et al., 1982; Németh et al., 2008). Az MN16 biozónába, Hajnáčka, lelőhely tartozik, mely radiometrikus korrallal is rendelkezik, kora: 3.43 ± 0.4 Ma és 3.06 ± 0.03 Ma között van (Hurai et al., 2012). Az MN17 biozónába Nová Vieska lelőhely tartozik (Schmidt és Halouzk, 1970; Holec, 1996; Vlačiky et al., 2008). Pécel, Vecsés Pilisvörösvár és Pestszentlőrinc lelőhelyek az MN16, vagy MN17 biozónába is tartozhatnak (Kormos, 1917; Fejfar, 1964; Fejfar et al., 1990, 2012; Gasparik, 2001, 2007; Sabol et al., 2006; Virág és Gasparik, 2012). A mintázások a következő intézményekben történtek: Szlovák Nemzeti Múzeum – Természettudományi Múzeum (SNM, Pozsony, Szlovákia), Comenius Egyetem, Geológia és Paleontológia Tanszék (DGP-CU, Pozsony, Szlovákia), Gemer-Malohont Múzeum (GMM, Rimavská Sobota, Rimaszombat, Szlovákia), Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár (MTTM, Budapest, Magyarország), Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Földtani és Geofizikai gyűjtemény (MBFSZ, Budapest, Magyarország).

3.1.4 Minták Bosznia-Hercegovina területéről, Cebara lelőhelyről

A Bosznia-Hercegovina területén a közelmúltban feltárt Cebara lelőhelyről 5 db minta származik, melyeket Oleg Mandić bocsátott rendelkezésemre. A fossziliák nagy valószínűséggel az *Anancus arvernensis* fajhoz tartoznak és ennek elterjedési időszaka miatt valószínűleg az MN16 biozónába tartozhatnak. A minták a Dinaridák karszt egy polje területéről származnak (Mandić et al., 2013).

3.1.5 Minták Románia területéről

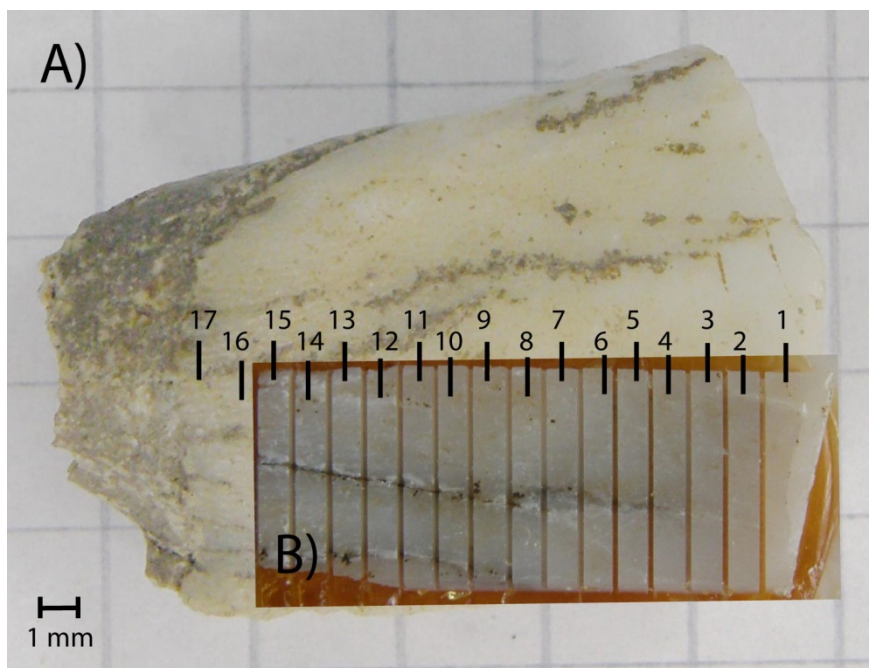
Számos fajból történt mintázás, a kétféle orrszarvú és többféle ormányos fajon kívül egy szarvasmarhafélék családjához tartozó fosszília is mintázva lett. A két orrszarvú faj: *Stephanorhinus megarhinus* (n = 2), és *Stephanorhinus etruscus* (n = 1), az ormányos fajok: *Anancus arvernensis* (n = 2), *Mammuthus meridionalis* (n = 1) és *Mammuthus rumanus* (n = 1). Az utóbbi nem sorolható be teljesen egyértelműen, elképzelhető az is, hogy a lelet a *Mammuthus meridionalis* faj egy archaikus formája. Az egy darab szarvasmarhafélékhez tartozó minta a *Parabos* cf. *athanasiui* fajhoz tartozik. A minták egymástól távoli területekről származnak. A két *Stephanorhinus megarhinus* a Kárpátoktól keletre, a *Stephanorhinus etruscus* és az ormányos leletek a Kárpátoktól délre, míg a *Parabos* cf. *athanasiui* a Kárpátok láncaihoz közel, ezektől nyugatra eső területéről került elő. A Kárpátoktól délre és keletre eső területekről a Paratethys egyik öble húzódott vissza a pliocén során. A Kárpátokból érkező folyók az öbölhöz közeledve alluviális hordalékkúpokat, és síkságokat építettek, ezekből a fluviális és alluviális környezetekből került elő a minták nagy része (Codrea et al., 2011; Andreescu et al., 2013). Az összesen nyolc minta kora az MN15a és az MN18-as biozóna közötti (Radulescu et al., 2003; Andreescu et al., 2013). A mintázást Vlad Codrea végezte a kolozsvári Babeş-Bolyai Egyetem (Kolozsvár (Cluj-Napoca), Románia) geológiai tanszékén, és a craiovai Oltenia Múzeumban (MOC, Craiova, Románia). A mintákat postán juttatta el számomra.

3.2. Mintavétel

A mintavétel első fázisában a fogzománc felületét mechanikusan megtisztítottam. Ezután egy gyémánt hegyű csiszoló és fúró szerszámmal (Dremel® 3000) ~10 mg fogzománc port vettem. Ahol lehetséges volt, a mintavétel a fogkoronától a gyökérig a fog teljes hosszában egy vonal mentén történt. Mivel az orrszarvúfélék és ormányosok fogai 2–3 évig is nőhetnek, és a fogzománc keletkezése bonyolult folyamat, az ilyen módon vett minta ennek a hosszú időszaknak az átlagát reprezentálja (Tafforeau et al., 2007; Metcalfe és Longstaffe, 2012). Sok esetben nem lehetett az egész fogból mintát venni, csak fog töredékek álltak rendelkezésre. Ezekben az esetekben, bár a vett minta rövidebb időszakot fog át, még így is több hónap időbeli átlagát reprezentálja. Ezen

minták eredményei esetén viszont megjelenhetnek szezonális hatások is. Mivel az egyes fogakból származó eredmények a szezonális különbségek miatt eltérőek lehetnek, a környezeti és klíma rekonstrukcióhoz érdemes egy-egy lelőhelyről több mintát gyűjteni. Pryor et al. (2014) számolásai alapján például az egyes minták eredményei alapján rekonstruált hőmérsékletek bizonytalansága legalább ± 4 °C, míg több minta együttes eredménye esetén ez $\sim 1\text{--}2$ °C fokra csökkenthető. Sok lelőhelyről sikerült több mintát gyűjteni, egyes lelőhelyekről azonban csak egy-egy minta állt rendelkezésre. Ezekben az esetekben a környezeti rekonstrukció eredményeit óvatosabban kell értelmezni. Nagy valószínűséggel minden gyűjtött minta különböző egyedekből származik. Ahol lehetséges volt, felnőtt egyedek fogait mintáztam, mivel a fiatal egyedek alakuló fogaiban a szoptatás módosíthatja az izotóp összetételeket. A szoptatás hatása a $\delta^{13}\text{C}$ értékeket a legtöbb faj esetén csak kisebb mértékben módosíthatja, (Balasse et al., 2002; Metcalfe et al., 2010) míg a $\delta^{18}\text{O}$ értékek akár jelentősebben is módosulhatnak (Renou et al., 2004; Metcalfe et al., 2010). Két, a *Stephanorhinus* nemzetségbe tartozó fog esetén több almintát vettem a fogból. A megtisztított fogzománcot gyantában rögzítettem, majd a fog növekedési tengelyével merőlegesen 1 mm vastag szeletekre vágtam fel egy precíziós gyémánt huzalfűrészszel. A két fogat összesen 18–18 db 1 mm-es darabra vágtam fel. A szeletek belső felületéről dremel fűrővel eltávolítottam a dentin maradékát, a fogzománc darabokat ezután egyesével achát mozsárban porítottam. Ezt a mintavételi módot mutatja a **4. ábra**.

Összesen 120 fogzománcból vettem átlagmintát és további 36 zománc minta származik a két szekvenciálisan mintázott fogból. A fogzománc minták mellett összesen 13 dentin mintát vettem.



4. ábra. A Seneze lelőhelyről származó *Stephanorhinus* sp. fog szekvenciális mintázása
 A) A fog a mintázás előtt, B) A mintázott fog gyantába ágyazott zománccdarabjának
 1mm-es szeletei

3.3. Mintaelőkészítés és mérés

3.3.1. Minta előkészítés

Stabilizotóp-arányok vizsgálata esetén olyan minta előkészítési módszereket kell alkalmazni, melyek a szennyező anyagokat úgy távolítják el, hogy közben a vizsgálandó anyag izotópos összetétele nem változik meg. Izotóp frakcionáció történhet ugyanis a vizsgált anyag és a felhasznált oldószerek között, vagy a vizsgált anyag átkristályosodása során. Az előkészítési lépések során ezért kiemelkedő fontosságú a felhasznált anyagok, koncentrációk és a reakcióidők lehető legkonzisztensebb kezelése (Koch et al., 1997). A minta előkészítés első lépéseinek célja a diagenézis során az apatit kristályok felületére és azok közé beépült szerves szennyező anyagok és másodlagos karbonátok eltávolítása. Napjainkban a szerves anyagok eltávolítására leggyakrabban Na-hipokloritot vagy hidrogén-peroxidot használnak (Koch et al., 1997), míg a másodlagosan beépült karbonátok ecetsavval, vagy ecetsav-acetát pufferrel való eltávolítása a leggyakoribb (Garvie-Lok et al., 2004). Ezekon kívül vannak kevésbé

elterjedt módszerek is, például a hidrazin-hidrát alkalmazása, míg más kutatók amellett érvelnek, hogy ahol lehetséges, ezen előkészítési lépéseket el kell hagyni (Zazzo et al., 2006; Pellegrini et al., 2011; Snoeck és Pellegrini, 2015; Pellegrini és Snoeck, 2016). Ez főleg a kis szervesanyag-tartalmú és diagenézisnek legellenállóbb fogzománc mintáknál lehet előnyös. Az előkészítési módszereket Koch et al. (1997) részletes tesztekkel vizsgálta. Egyes tesztekben jelenkori fogzománc mintákat használt, melyekbe még nem épülhettek be szennyező szerves anyagok és másodlagos karbonátok. Így az előkészítés nélkül lemerített minták elvileg reális izotóp eredményeket adnak, az előkészítési lépések módosító hatása megfigyelhető. A szennyező karbonátokat a mintáktól eltérő izotópösszetételű kalcit hozzáadásával modellezve meg lehetett állapítani azt is, hogy a különböző oldószerrel mennyire képesek ezeket oldani. Az előkészítés során az oldószerrel és a minta közötti esetleges izotóp kicserélődést ^{18}O izotópokkal dúsított oldatokkal is vizsgálta. Eredményei azt mutatták, hogy bár a csont-minták izotópösszetétele jelentősebb mértékben változhat a különböző előkészítési módszerek hatására, a fogzománc-minták izotópos összetétele nem változott szignifikáns mértékben. A tanulmány 2%-os NaOCl és 1 M-os ecetsav-acetát pufferrel történő oldást javasolt. Egy újabb, 2014-es vizsgálatban Crowley és Wheatley (2014) legjobb módszerként a hidrogén-peroxidos kezelést ajánlja, viszont fogzománc minták méréséhez a fenti módszert is megfelelőnek tartja. Mivel Koch et al. (1997) vizsgálati eredményei meggyőzőek voltak az előkészítési lépések hatékonyságát illetően, és már több tanulmány alkalmazta a módszert (Kocsis, 2011) saját mintáimat is az általa ajánlott módszerrel készítettem elő.

A teljes minta-előkészítési folyamatot az **5. ábra** szemlélteti. A ~10 mg porított mintákat 2 ml-es eppendorf csövekbe mértem, majd 2–2,5%-os NaOCl oldatban áztattam 24 órán keresztül. A mintákat centrifugáltam, a NaOCl maradékát desztillált vízzel mostam ki. Az összes NaOCl eltávolítása érdekében a centrifugálást és desztillált vizes mosást háromszor ismételtam. A mintákat ezután 1 M-os ecetsav-acetát pufferrel kezeltem újabb 6–12 órán át. Ezt újra centrifugáltam és háromszor kimostam (Koch et al., 1997, Kocsis, 2011). Az előkészített mintákat két almintára osztottam. ~2 mg előkészített mintát a karbonát mérésekhez mértem be, míg 4–5 mg-ot további előkészítésre a foszfát csoport oxigénjének méréséhez különítettem el.

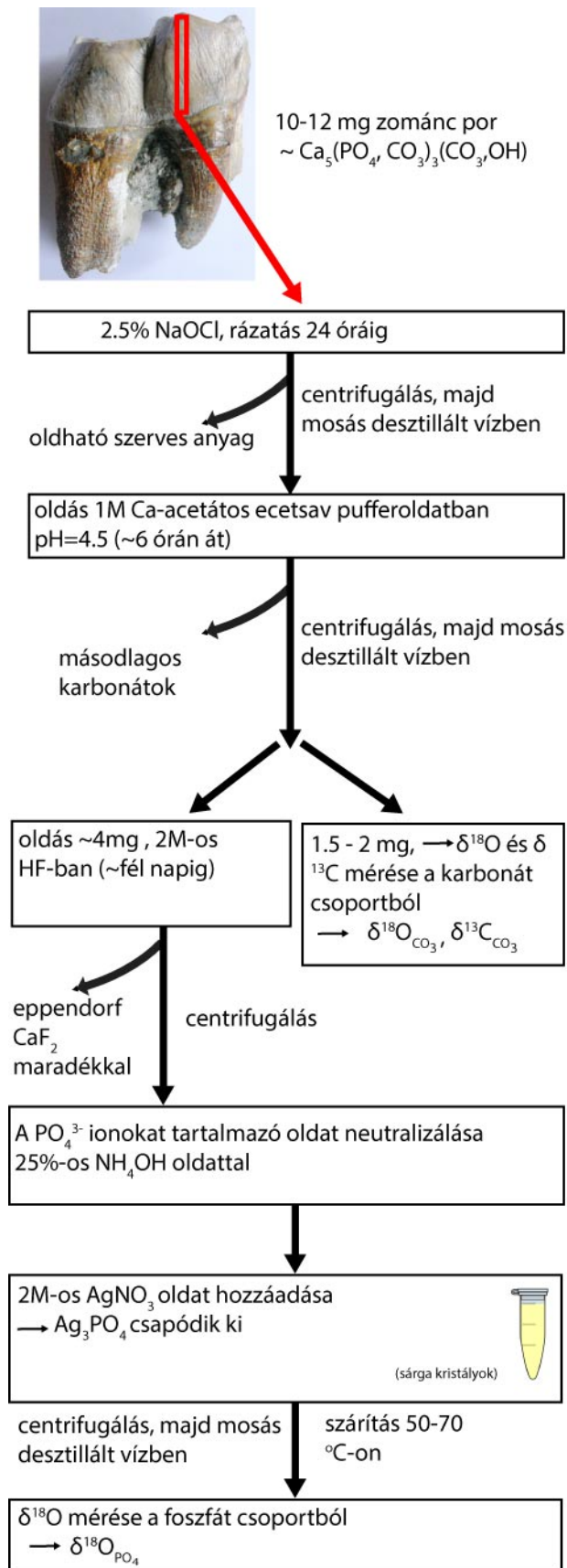
Az utóbbi években az előkészítési lépések újabb, szisztematikus vizsgálatai arra utalnak, hogy mindegyik jelenleg alkalmazott előkészítési módszer okozhat izotóp eltéréseket akár a fogzománcban is, bár kisebb mértékben, mint a csont és dentin minták

esetén (Snoeck és Pellegrini, 2015, Pellegrini és Snoeck, 2016). A vizsgálatok szerint mindegyik módszernek vannak előnyei és hátrányai. A hidrogén-peroxidos kezelés előnye, hogy savassága miatt részben a karbonátokat is oldja, így egy előkészítési lépés is elegendő lenne. Viszont hátránya, hogy a szerves szennyező anyagokat nem oldja fel a megfelelő mértékben. A szerves szennyezők feloldásában a NaOCl tűnik a leghatékonyabbnak, viszont mellékhatásként nem kívánt kontaminációt okozhat. A léghőből felvett, vagy a lebontott szerves anyagokból keletkező CO₂ kalcium-karbonáttá alakulva kiválhat az apatit felületén, ami így szintén másodlagos karbonátnak tekinthető. Az ecetsavas vagy az ecetsav-acetát pufferes második lépés előnye, hogy a szennyező karbonátokat, így a NaOCl kezelés során keletkező karbonátokat is feloldhatja, viszont hátránya, hogy oldhatja akár az apatit strukturális karbonátjainak egy részét is. Az, hogy mennyi karbonát oldódik fel, az alkalmazott koncentrációktól és oldási időktől függ. Pellegrini és Snoeck (2016) tanulmánya a két oldat közül az enyhébb, ecetsav-acetát pufferes kezelést tartja megfelelőbbnek, és azt is a lehető legrövidebb ideig. Ajánlásuk pár perc, viszont kiemelik, hogy a megfelelő oldási idő meghatározásához további kísérletekre van szükség. A vizsgálatok során a veszélyessége miatt jelenleg kevésbé használt hidrazin-hidrátos kezelés okozta a legkisebb izotóp-eltéréseket a kezeletlen mintákhoz képest, így ezt a módszert ajánlják leginkább a jövőbeli előkészítésekhez. Emellett felvetik a lehetőségét, hogy a minta előkészítést a fogzománc minták esetén el is lehetne hagyni. Ezt megerősíti az a megfigyelés is, hogy az izotóp-mérések szelektív reakciói miatt az eredményeket általában nem befolyásolja kis mennyiségű szennyező anyagok jelenléte. Bár a mintaelőkészítés lépéseinek elhagyását javasolják, azt megerősítik, hogy az általam is alkalmazott kétlépéses NaOH és Ca-acetátos ecetsav pufferes előkészítés jobb a hidrogén-peroxidos, vagy a nem pufferelt ecetsavas kezeléseknél.

A foszfát csoportból történő oxigénizotóp-méréshez további előkészítési lépések szükségesek. Mivel az apatit három csoportja is tartalmaz oxigént (PO₄³⁻, CO₃²⁻, OH⁻), a foszfát csoportból történő ^{16/18}O izotóparány méréséhez a foszfát csoportot izolálni kell. Erre az első módszert Tudge (1960) dolgozta ki, aki egy bonyolult előkészítési folyamat során a foszfát csoportot BiPO₄ formájában választotta le. A módszer hátránya a bonyolultság és időigényesség mellett, hogy a BiPO₄ rendkívüli higroszkóposága miatt nehéz kiküszöbölni a vízfelvételt, ami pedig módosíthatja a mért izotóparányokat (Tudge, 1960). Később Firsching (1961) dolgozott ki egy módszert a PO₄³⁻ ionok izolálására környezeti mintákból, amely során a foszfátot ezüst-foszfáttá alakította. A

módszert Crowson et al. (1991) továbbfejlesztették, oxigénizotóp-mérésekhez alkalmassá téve azt (Vennemann et al., 2002, Lécuyer, 2004). Az utóbbi két évtizedben a foszfát oxigénjének mérésére kidolgozott módszerek szinte mindegyike ezüst foszfátból indul ki.

Saját munkámban is az ezüst-foszfátos előkészítési módszert követtem O'Neil és Dettman munkái alapján (O'Neil et al., 1994, Dettman et al., 2001; Kocsis, 2011). A foszfát csoportból történő oxigénizotóp-mérésre elkülönített almintákból 4–5 mg-ot mértem Eppendorf csőbe majd 800 μl , 2 mol/dm³ HF-ban oldottam fel ~12 órán keresztül. A folyamat során az apatit foszfát csoportja oldatba kerül, míg a Ca tartalom CaF₂ formájában válik ki. A kivált CaF₂-ot lecentrifugáltam, az oldatot pedig egy új Eppendorf csőbe mértem át. A pH-t 145–155 μl ammónium-hidroxiddal semlegesítettem, majd 2 mol/dm³ ezüst-nitrát hozzáadásával Ag₃PO₄ csapadék vált ki (Dettman et al., 2001). Fél óra elteltével a leülepedett ezüst-foszfát kristályokat tartalmazó oldatot lecentrifugáltam, majd desztillált vízzel kétszer mostam. A tisztított ezüst-foszfátot szárítószekrényben 50–70 °C-on szárítottam egy éjszakán át.



5. ábra. A minta előkészítés folyamata

3.3.2. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotóparányok mérése az apatit foszfát csoportjából

Ezüst foszfátból kiinduló oxigén izotóp-mérésekre számos módszert dolgoztak ki. Ilyen többek között a fluorozásos technika (BrF_5 , ClF_3 vagy F_2 -vel), (Crowson et al., 1991; Lécuyer et al., 1996), az Ag_3PO_4 és grafit keverékének szilícium-dioxid csövekben történő hevítése (O'Neil et al., 1994), brómmal történő reakció (Stuart-Williams és Schwarcz, 1995), vagy grafittal történő redukció magas hőmérsékletű, szénüveg reaktorban (Kornexl et al., 1999). Más jellegű módszer például a lézer ablációs és a lézer fluorozásos technika. Ezekkel előkészítés nélkül is lehet vizsgálni az izotóparányokat és azok térbeli eloszlását a fogzománcban. Ezek a módszerek viszont az apatit összes oxigént tartalmazó csoportjában mérik az izotóparányt, a foszfát oxigén eredményeket ezért korrekciós faktorok segítségével lehet kiszámolni (Cerling és Sharp, 1996).

Vennemann et al. (2002) három gyakran alkalmazott módszert hasonlított össze. A fluorozásos technika az oxigént 100%-osan átalakítja, ez tekinthető a legprecízebb (ismételt mérések közelsége) és legakkurátusabb (valós értékhez legközelebbi mért érték) módszernek, és a kapott oxigénizotóp-arányokat könnyen normalizálni lehet a nemzetközi sztenderdek elfogadott izotóp értékeihez. A módszer hátránya, hogy veszélyes anyagokkal kell dolgozni, bonyolult az előkészítés és nagy (4–5 mg) mintamennyiségek szükségesek hozzá. A grafittal kevert ezüst-foszfát hevítése szilícium-dioxid csövekben a fluorozáshoz hasonló precizitású módszer. Akkurátussága viszont eltérő lehet a különböző laboratóriumokban az eredményeket befolyásoló különböző paraméterek miatt. Ilyen paraméter lehet az oxigén átalakulásának eltérő aránya, a reakció hőmérséklete, a használt grafit szemcseátmérője és az esetleges oxigén kicserélődés a szilícium-dioxid csövek felületén. A módszer ezért minden laborban külön kalibrációt igényel, lehetőleg többféle, különböző izotóp-összetételű sztenderdekkel. Ehhez a módszerhez is nagy, minimum 8 mg-os mintamennyiségek szükségesek. A magas-hőmérsékletű, üvegszén reaktorban történő redukciós módszer gyors mérést tesz lehetővé kis mintamennyiségekből (500 μg) és a fluorozásos módszerhez hasonlóan 100%-os oxigén átalakítást tesz lehetővé. A másik két módszernél kevésbé precíz és mivel a mérés során rövid idejű ingadozások fordulnak elő a mért értékekben, ezért minden egyes mérési sornál és egy mérési soron belül is sztenderdekhez viszonyított kalibrációt igényel. A korrekciók után viszont a módszer

akkurátussága hasonló, bár a precizitása kisebb, mint a fluorozásos módszeré (Vennemann et al., 2002).

Az előnyei miatt az utóbbi időben ezt a módszert alkalmazzák a leggyakrabban. Saját méréseimet is ezzel a módszerrel végeztem a Lausannei Egyetem stabilizotóp laboratóriumában. Az előkészített ezüst-foszfátból 500–700 µg mennyiségeket mértem be ezüst kapszulákba (d: 3,3/15 mm, saentis). Minden mintát és sztenderdet három párhuzamos méréssel mértem, tehát mintánként három ezüst kapszulát készítettem. A kapszulákat csipesszel hajtogattam, préseltem, hogy ezzel csökkentsem a rendszerbe kerülő levegő mennyiségét, a minták ezt követően kerültek a magas hőmérsékletű elem-analizátorral (TC/EA, Finnigan MAT) kapcsolt automata mintaadagoló egységbe (Carlo Erba, AS128). A TC/EA egy szénüveg szemcsékkel töltött, fűtött szénüveg reaktorból áll, melynek közepén egy kisebb grafit csésze található, ahol a reakció lejátszódik (Vennemann, 2002). A grafit csészében 1450 °C-on történik az ezüst-foszfát redukálódása és a szén-monoxid felszabadulása. A mintaadagolót és a reaktort He gáz folyamatos árama mossa át, és a keletkező CO is a He árammal jut el a gázkromatográfhoz (molecular sieve 5A, 70 °C), majd a Conflo interface-en (Thermo Finnigan) keresztül a tömegspektrométerbe (Delta Plus XL, Finnigan MAT). A mérés során a CO csúcsok relatív izotóp összetételét a mérésen belüli referencia gázcsúcsokhoz való viszonyítással kapjuk meg. Mivel a tömegspektrométeres mérések során napon és szekvencián belüli ingadozások is történnek, ezek korrigálására 3–4 mintánként (3–4 × 3 db mérés) két különböző ¹⁸O összetételű (LK-2L, δ¹⁸O = 12,1‰, SMOW és LK-3L δ¹⁸O = 17,9‰, SMOW) belső sztenderdet mértem. A belső sztenderdek mért és valós értékei közti regressziós egyenes meredeksége és tengelymetszete (amely mérésről mérésre változik) alapján ki lehet számolni a minták valós izotóp értékeit. A mérés ismételhetősége jobb, mint ±0,3‰ (1σ). Az LK2 és LK3 belső sztenderdeket a TU-1 (δ¹⁸O = 21,11‰, SMOW) és TU-2 (δ¹⁸O = 5,45‰, SMOW) sztenderdekhez kalibrálták, melyek értékeit a hagyományos fluorozásos technikával (CF) határozták meg (Vennemann et al., 2002) és lézer-fluorozásos módszerrel történő méréseik szintén azonos eredményeket adott. Az előkészítések tesztelése céljából 10–20 mintánként egy-egy foszfát közetből álló NBS 120c sztenderdet is előkészítettem a mintákkal együtt. Nyolc mérés átlaga 21,2 ± 0,3‰ δ¹⁸O értéket adott. Ez kissé alacsonyabb, mint más laborok által megadott, vagy az ebben a laborban a TU-1 és TU-2 sztenderdek kalibrálásánál mért értékek (21,7 ± 0,3‰, SMOW, Vennemann et al., 2002; Halas et al., 2011). A különbség oka lehet egyrészt, hogy az NBS 120c egy

üledékes kőzet, nem biztos, hogy teljesen homogén, így mért értékei kis mértékben ingadozhatnak. Így, bár gyakran alkalmazzák sztenderdként, valójában nem egy hivatalosan elfogadott izotóp-összetételű sztenderd. Emellett nem zárható ki, hogy az általunk alkalmazott mintaelőkészítési módszer is módosíthatta valamelyest az izotóp értékeit. Ugyanakkor, mivel az előkészítésnek erősebb hatásai lehetnek a kisebb kristályokból álló anyagokra, elképzelhető, hogy a fogzománc izotóp értékei a nagy apatit-kristályok miatt nem változtak abban az esetben sem, ha az NBS 120c izotóp értékei enyhén módosultak (Pellegrini és Snoeck, 2016). Mivel jelenleg nincs nemzetközileg teljes mértékben elfogadott, meghatározott $\delta^{18}\text{O}$ értékű sztenderd, más sztenderddel nem tudtam ellenőrizni az előkészítés folyamatát. A fenti okok miatt a minták eredményeit az NBS 120c átlagtól való enyhe eltérése ellenére sem korrigáltam tovább.

3.3.3. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ izotóparányok mérése az apatit karbonát csoportjából

A karbonát csoportból történő szén- és oxigén izotóparány-méréseket egy Gasbench II előkészítési modullal felszerelt Finnigan MAT Delta Plus XL tömegspektrométerrel végeztem Spötl és Vennemann (2003) által kidolgozott módszer alapján. Kémcsövekbe 1,8–2 mg előkészített mintát mértem be, majd ezeket lezárva a Gasbench modulba helyeztem. A mérés során az injektor két fecskendője közül az egyik He gázzal mossa át a kémcsövet, később a másik 99%-os ortofoszforsavat csepegtet a mintákra. A reakció során CO_2 keletkezik, ami egy gázkromatográfiás oszlopon (Poraplot Q, 25 m, 0,32 mm, Varian) keresztül kerül a tömegspektrométerbe. Egy mérés során összesen négy CO_2 referenciagáz csúcsot és tíz mintacsúcsot mértem. Az adatok korrekciójához carrara márvány belső sztenderdeket ($\delta^{18}\text{O} = -1,70\text{‰}$, VPDB; $\delta^{13}\text{C} = 2,05\text{‰}$, VPDB) használtam a mintákkal azonos szekvenciában futtatva. 2–2 sztenderdet mértem a szekvencia elején és végén, és 1–1 sztenderdet minden 6–8 minta után. A belső sztenderd reprodukálhatósága mind oxigénre mind szénre jobb, mint 0,1‰ (1σ). A mintákkal párhuzamosan összesen 6 db NBS 120c referenciaanyagot is előkészítettem és mértem. Ennek mért eredményei ($\delta^{13}\text{C} = -6,3 \pm 0,1\text{‰}$ (VPDB) és $\delta^{18}\text{O} = -2,3 \pm 0,2\text{‰}$ (VPDB) azonosak a laborban hosszú távon mért NBS 120c eredmények átlagával.

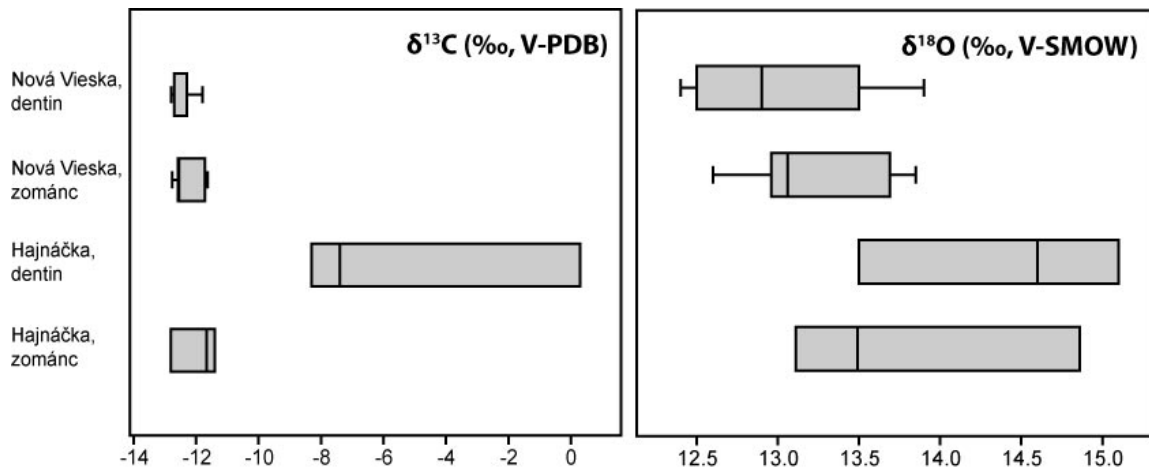
4. Eredmények

A mért eredmények közül több kétséges megbízhatóságú eredményt kizártam, a paleoklíma és paleokörnyezeti rekonstrukciókhoz csak a megbízható eredményeket használtam fel. Mind a foszfát, mind a karbonát mérések esetén előfordult olyan eset, ahol a kromatográfiás csúcsok rendellenesek voltak, vagy egyes technikai problémákra visszavezethetően nem sikerült a mérés. Ilyen technikai probléma volt többek között, hogy egyes esetekben az ezüst kapszula elakadt a TC/EA adagolóegységében és nem jutott a grafit kemencébe. Ezekben az esetekben kívül egyes minták különböző szennyeződésekkel tartalmazhattak, és ezek okozhattak rendellenes kromatográfiás csúcsokat. Ahol több előkészített minta állt rendelkezésemre, ezeket a mintákat újramérem, más esetekben az előkészítést is megismételtem. Egyes esetekben ezzel kiküszöböltem a hibás eredményt, más esetekben az újramérések is hasonlóan rendellenes eredményeket adtak. Négy, Románia területéről származó minta esetén a mérés során nem várt kromatográfiás csúcsok jelentek meg (R1–R4 kódú minták) a karbonát mérés során. Ennek többféle oka lehet, én a minták kontaminációját tételeztem fel. A diagenézis során különböző ásványok válhatnak ki a fossziliákon, épülhetnek be azok szöveteibe. A másodlagos szennyezőanyagokat nem mindig lehet eltávolítani az előkészítés során, lehetnek kéntartalmúak, (beépülhet például pirit formájában), melynek jelenléte zavarhatja a mérést. Ezt a négy mérési eredményt a rendellenes csúcsok és eredmények miatt nem használtam fel a továbbiakban.

Szinte az összes lemért minta karbonát és foszfát oxigénjének ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) különbsége a 6,6‰ és 10,6‰ közötti határértékeken belül van (lásd **1. táblázat**). Ez azt jelenti, hogy a minták izotóp összetétele nem változott nagymértékben a diagenetikus hatásokra, az eredeti izotóp összetétel jó eséllyel megőrződhetett. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ – $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségek átlaga 8,3‰, ami jó egyezést mutat a legtöbb szerző által megfigyelt átlagos eltéréssel (9,1‰, Iacumin et al., 1996; 8,4‰, Martin et al., 2008). A fent említett négy, Románia területéről származó mintát nem számítva, (ezek $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ – $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbségei 2,4‰ és 7,2‰ között szórta) összesen egy minta esetén volt 6,6‰ –nél valamivel kisebb eltérés (6,3‰, B-2120/PZ minta). Bár ezen minta $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei megegyeztek az adott lelőhelyről származó többi minta értékeivel, ezt az eredményt nem használtam fel a környezeti rekonstrukcióhoz. Három minta $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbsége valamivel kisebb, mint a Martin et al. (2008) által a természetes variációra megadott 7,2‰-es minimumérték,

viszont a Pellegrini et al. (2011) által meghatározott 6,6‰-es értéknél magasabb. Mivel ezen minták $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei is megegyeznek a lelőhelyről mért többi minta értékével, ezeket az eredményeket a továbbiakban is felhasználtam.

Csak a foszfát csoportból történő oxigén izotóp-mérések eredményeit vettem alapul a további vizsgálatokhoz és a környezeti rekonstrukciókhoz, mivel általánosan ezeket tartják megbízhatóbbnak és pontosabbnak. Ez alól a szekvenciálisan mintázott két fog kivétel, mert ezekben az esetekben csak a karbonátból mértem oxigén izotópokat. A fent már kizárt mintákon kívüli összes mintát figyelembe véve a mért $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-16,3\text{‰}$ és $0,3\text{‰}$ (VPDB) között, míg az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $11,8\text{‰}$ és $18,7\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. Az $\delta^{18}\text{O}$ értékek eloszlása egyenletesebb, míg a $\delta^{13}\text{C}$ értékek esetén egyes minták kiugró értékeket adnak. A $\delta^{13}\text{C}$ eredmények közel 95%-a (126 minta) a -20‰ és -8‰ intervallumba esik, ami megfelel a modern C_3 -as típusú növényzetet fogyasztó állatokra jellemző tartománynak. A maradék 7 db -8‰ -nél magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékű minta esetén feltételezhetünk C_4 -es növényeket tartalmazó táplálkozást, diagenetikus izotóp-módosulást, vagy mérési hibát. A hét minta közül 5 db dentin, vagy dentint is tartalmazó minta volt, a két fogzománc minta viszont olyan fajokból származik, amelyekből csak egy-egy mintát gyűjtöttem (*Aceratherium incisivum* és *Parabos cf. athanasiui*). Mivel összesen 120 fogzománc mintát mértem, és 13 dentin, vagy dentint tartalmazó mintát, azt lehet mondani, hogy a fogzománc mintáknak csak 1,7%-a, míg a dentin minták 38,5%-a adott -8‰ -nél magasabb értéket. A dentin minták $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek szórása $\pm 4,9\text{‰}$; a fogzománc minták értékeinek szórása $\pm 0,9\text{‰}$. Több olyan fosszilis fog is volt, melyekből dentin és zománc mintát is vettem, így össze tudtam hasonlítani az izotópösszetételük különbségét. Összesen kilenc fogzománc–dentin párt vizsgáltam, két lelőhelyről. (Hajnáčka, $n = 3$, Nová Vieska, $n = 6$). A **6. ábrán** látható az összehasonlítás eredménye.



6. ábra. A fogzománc és dentin minta párok eredményei Nová Vieska és Hajnáčka lelőhelyről

Látható, hogy a Nová Vieska lelőhelyről származó minták esetén a zománc és dentin értékek meglehetősen jó egyezést mutatnak, Hajnáčka esetén viszont nagy különbségek is adódtak. A három hajnáčkai mintapár közül egy dentin minta a zománcnál sokkal magasabb $\delta^{13}\text{C}$ és enyhén magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értéket adott. A minta fogzománcból mért $\delta^{13}\text{C}$ értéke $-12,8\%$, míg a dentinből mért érték $0,3\%$. Ekkora különbség esetén feltételezhető, hogy a zománc vagy a dentin értékei az izotóp összetétel diagenetikus módosulását tükrözik. Mivel a $-12,8\%$ -es érték közel áll az összes mérés és a lelőhelyről származó mérések átlagához is, az irodalmi adatok alapján is sokkal valószínűbb, hogy a fogzománc őrizte meg az eredeti izotóp összetételt és az érték az állat táplálkozása szempontjából is reálisabb értéknek tűnik, ezért ezt az értéket fogadtam el az eredeti izotóp összetételnek és a dentin $0,3\%$ -es értékét diagenetikus módosulás eredményének tekintettem. Mivel a többi dentin minta esetén sem zárható ki az izotóp-módosulások, a környezeti rekonstrukciókhoz a 13 lemért dentin mintát nem használtam fel. A két magas $\delta^{13}\text{C}$ értékű, *Aceratherium incisivum* és *Parabos cf. athanasiui* fajokból származó fogzománc minták esetén ugyan nem zárható ki, hogy az adott faj speciális táplálkozása okozta a kiugró $\delta^{13}\text{C}$ értékeket, viszont egy-egy minta alapján ezt nem lehet megmondani, és a diagenetikus módosulást sem lehet teljes mértékben kizárni, így ezeket a mintákat szintén kihagytam a környezeti rekonstrukciókból.

A környezeti és klímarekonstrukciókhoz összesen 112 db mintát használtam fel. Ezek $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-16,3\%$ és $-9,2\%$ (VPDB) között, $\delta^{18}\text{O}$ értékeik $11,9\%$ és $18,7\%$ (VSMOW) között szórnak, a $\delta^{13}\text{C}$ értékek átlaga $-12,8\%$ (VPDB), az $\delta^{18}\text{O}$ értékek

átlagértéke 14,7‰ (VSMOW). A tér és időbeli különbségek vizsgálatához a mintákat különböző csoportokba osztottam, a csoportok közti különbségeket statisztikai tesztekkel vizsgáltam. A csoportokba sorolással az állatfajok táplálkozásbeli, fiziológiai, és ökológiai különbségeiből eredő izotóp különbségeket nem lehet teljesen szétválasztani a tér és időbeli klimatikus és környezeti változások hatásaitól. Ez egyrészt a fosszilis leletek és lelőhelyek számának korlátozottsága miatt sem lehetséges, másrészt egyéb problémák is adódnak, például az, hogy a vizsgált fajok időbeli és térbeli elterjedése különböző. Bár a fajok közötti lehetséges különbségeket is elemeztem – részben saját eredményeim, részben irodalmi adatok és elméleti megfontolások alapján –, azt feltételeztem, hogy az általam vizsgált fajok közötti fiziológiai és ökológiai eltérések kisebb mértékben befolyásolják az állatok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeit, mint a környezeti és klimatikus változók. A különböző fajokból származó eredményeket ezért azonos csoportokba vontam össze. A diszkusszióban a tér és időbeli változások értelmezése mellett is kitérek a fajok közötti különbségek esetleges hatásaira is.

A különböző adatsorok páros összehasonlításaihoz t-teszteket és nem parametrikus Mann-Whitney teszteket alkalmaztam. A nem parametrikus tesztek akkor is alkalmazhatóak, ha az adatok nem normál eloszlásúak, így a normál eloszlást ez esetben nem kell feltételezni. Kettőnél több csoport összehasonlítása esetén páronkénti Mann-Whitney teszteket alkalmaztam Bonferroni korrekcióval. A szignifikancia szintet az összes teszt esetén $p < 0,05$ -nek választottam. A statisztikai teszteket Microsoft Excel 2010 és a Past program 3. verziójával végeztem. Az összes mért eredmény megtalálható az **1. táblázatban**.

| múzeumi kód, egyéb kód | saját kód | faj | mintázás leírés | lelőhely | fossziliákhoz kapcsolódó irodalom | régió | emlős biotópna, MN | $\delta^{13}C$ (‰, V-PDB) | $\delta^{18}O_C$ (‰, V-SMOW) | $\delta^{18}O_{PO_3}$ (‰, V-SMOW) | $\delta^{18}O_{PO_4}$ (‰, V-SMOW) | $\delta^{18}O_{CO_3}$ (‰, V-PDB) | $\delta^{13}C_{carb}$ (‰, V-PDB) | $\delta^{18}O_V$ (‰, (4) egyenlet) | $\delta^{18}O_V$ (‰, (6) egyenlet) |
|------------------------|-----------|----------------------------------|-----------------|----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------|---------------------------|------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 2011.3.1057 | F1 | <i>Anancus arvernensis</i> | Chilhac | Chilhac | 1, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -12,2 | -6,5 | 24,2 | 14,7 | 9,5 | -26,6 | -10,9 | -10,1 |
| 2013.20.1. | F2 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | Chilhac | Chilhac | 1, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,8 | -7,0 | 23,6 | 14,2 | 9,5 | -26,2 | -11,4 | -10,7 |
| 2011.-4.-90. | F3 | <i>Stephanorhinus sp.</i> | Chilhac | Chilhac | 1, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,9 | -6,9 | 23,8 | 14,5 | 9,4 | -26,4 | -11,1 | -10,3 |
| 2013.03.11 | F4 | <i>Mammuthus meridionalis</i> | Chilhac | Chilhac | 1, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -9,6 | -7,4 | 23,3 | 15,1 | 8,1 | -27,1 | -10,4 | -9,6 |
| m.p.448 | BA1F | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | Montpellier | Montpellier | 3 | Déi kelet-Franciaország | MN14 | -13,0 | -6,4 | 24,3 | 15,5 | 8,7 | -27,7 | -10,0 | -9,2 |
| m.p.311-316 | BA2F | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | NHMB | Montpellier | 3 | Déi kelet-Franciaország | MN14 | -12,2 | -3,8 | 27,0 | 18,7 | 8,3 | -26,9 | -6,8 | -5,6 |
| v.t.145 | BA3F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -11,0 | -7,8 | 22,9 | 14,3 | 8,6 | -25,5 | -11,3 | -10,6 |
| v.t.148 | BA4F | <i>Stephanorhinus sp.</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -10,8 | -7,0 | 23,7 | 14,1 | 9,6 | -25,3 | -11,4 | -10,7 |
| v.t.365-370 | BA5F | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -12,2 | -8,1 | 22,6 | 14,3 | 8,2 | -26,7 | -11,2 | -10,5 |
| v.t.296 | BA6F | <i>Rhinoceros sp.</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -11,7 | -7,8 | 22,9 | 14,4 | 8,5 | -26,2 | -11,1 | -10,4 |
| v.t.147 | BA7F | <i>Rhinoceros sp.</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -12,3 | -7,0 | 23,7 | 14,8 | 8,9 | -26,7 | -10,8 | -10,0 |
| v.t.499 | BA8F | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -12,9 | -7,7 | 23,0 | 14,4 | 8,6 | -27,4 | -11,1 | -10,4 |
| v.t.40 | BA9F | <i>Rhinoceros sp.</i> | NHMB | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN16 | -12,0 | -6,5 | 24,2 | 15,0 | 9,1 | -26,4 | -10,5 | -9,7 |
| se1509 | BA15F | <i>Rhinoceros sp.</i> | NHMB | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,7 | -5,4 | 25,3 | 16,0 | 9,3 | -26,2 | -9,5 | -8,6 |
| 210928 | LV1F | <i>Rhinoceros sp.</i> | LGL-TPE | Seneze (Domeyrat) | 5, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -12,1 | -8,3 | 22,4 | 14,6 | 7,8 | -26,6 | -11,0 | -10,2 |
| 210929 | LV2F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -10,6 | -8,0 | 22,7 | 15,9 | 6,7 | -25,0 | -9,6 | -8,7 |
| 211118 | LV3F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,7 | -8,1 | 22,6 | 14,3 | 8,3 | -26,2 | -11,3 | -10,6 |
| 211109 | LV4F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,8 | -8,4 | 22,3 | 14,6 | 7,7 | -26,3 | -11,0 | -10,2 |
| 211108 | LV5F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,4 | -8,3 | 22,4 | 14,6 | 7,8 | -25,9 | -11,0 | -10,2 |
| 211110 | LV6F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Seneze | 5, 2, 50, 51 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -13,8 | -6,4 | 24,3 | 15,4 | 8,9 | -28,3 | -10,1 | -9,3 |
| 211182 | LV7F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Vialette (St. Paulien) | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,9 | -7,8 | 22,8 | 14,6 | 8,2 | -26,3 | -10,9 | -10,2 |
| 211183 | LV8F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Vialette | 4 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -11,6 | -8,0 | 22,7 | 14,5 | 8,2 | -26,1 | -11,0 | -10,3 |
| 496851 | LV9F | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | LGL-TPE | Drome (St. Vallier) | 6, 2 | Déi kelet-Franciaország | MN17 | -14,1 | -6,5 | 24,2 | 14,9 | 9,3 | -28,5 | -10,6 | -9,8 |
| | MDS1 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Madonna della Strada (L'Aquila) | 7, 8, 9 | Közép-Olaszország | MN18 | -12,2 | -8,1 | 22,5 | 14,8 | 7,8 | -26,7 | -9,1 | -10,0 |
| | MDS2 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Madonna della Strada (L'Aquila) | 7, 8, 9 | Közép-Olaszország | MN18 | -12,2 | -7,9 | 22,7 | 14,6 | 8,2 | -26,7 | -9,4 | -10,2 |
| | MDS3 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Madonna della Strada (L'Aquila) | 7, 8, 9 | Közép-Olaszország | MN18 | -10,8 | -7,1 | 23,6 | 14,1 | 9,5 | -25,3 | -9,9 | -10,8 |
| | CSP | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Castel San Pietro (Rieti, Lazio) | 10, 8, 11, 12 | Közép-Olaszország | MN17 | -13,3 | -7,1 | 23,6 | 14,7 | 8,9 | -27,7 | -9,3 | -10,1 |
| | SAD | <i>Stephanorhinus sp.</i> | MPUR | Sant'Agata dei Goti (Benevento) | 13 | Déi-Olaszország | MN18 | -12,1 | -6,2 | 24,5 | 16,6 | 7,9 | -26,5 | -7,1 | -7,9 |
| | PR1 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Pirro Nord (Foggia, Apulia) | 8 | Déi-Olaszország | MN18 | -11,9 | -5,1 | 25,6 | 18,7 | 6,9 | -26,4 | -4,8 | -5,7 |
| | PR2 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Pirro Nord (Foggia, Apulia) | 8 | Déi-Olaszország | MN18 | -11,5 | -4,3 | 26,5 | 18,3 | 8,1 | -26,0 | -5,2 | -6,0 |
| | PR3 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MPUR | Pirro Nord (Foggia, Apulia) | 8 | Déi-Olaszország | MN18 | -11,2 | -8,0 | 22,7 | 15,3 | 7,4 | -25,6 | -8,6 | -9,4 |
| | PR4 | <i>Anancus arvernensis</i> | MPUR | Castel San Pietro (Rieti, Lazio) | 10, 11, 14 | Közép-Olaszország | MN17 | -11,2 | -8,0 | 22,7 | 15,3 | 7,4 | -25,6 | -8,6 | -9,4 |
| 292 | S1 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Montarioso-Val di Pugna (SI) | 3, 15 | Közép-Olaszország | MN14 | -13,6 | -5,4 | 25,4 | 17,9 | 7,5 | -28,2 | -5,7 | -6,6 |
| 290, (4700) | S2 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MSNAF | Chiusi (Sienna, Toszkána) | 3, 14, 16 | Közép-Olaszország | MN18 | -14,5 | -6,2 | 24,5 | 16,6 | 7,9 | -28,9 | -7,1 | -8,0 |
| 292, (4761) | S3 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Montarioso-Val di Pugna (SI) | 3, 15 | Közép-Olaszország | MN14 | -13,6 | -4,6 | 26,2 | 18,4 | 7,8 | -28,3 | -5,1 | -6,0 |
| 4762 | S4 | <i>Stephanorhinus sp.</i> | MSNAF | Montarioso-Val di Pugna (SI) | 3, 15 | Közép-Olaszország | MN14 | -15,9 | -6,5 | 24,2 | 16,5 | 7,7 | -30,5 | -7,3 | -8,1 |
| 294 | S5 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Val di Pugna (Sienna, Toszkána) | 15, 17 | Közép-Olaszország | MN14 | -13,2 | -6,3 | 24,5 | 16,7 | 7,7 | -27,9 | -7,0 | -7,8 |
| 299, (7000) | S6 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Val di Pugna (Sienna, Toszkána) | 15, 17 | Közép-Olaszország | MN14 | -12,9 | -6,7 | 24,0 | 16,7 | 7,3 | -27,6 | -7,0 | -7,9 |
| 298, (4765) | S7 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Val di Pugna (Sienna, Toszkána) | 15, 17 | Közép-Olaszország | MN14 | -15,1 | -6,8 | 23,9 | 16,3 | 7,5 | -29,7 | -7,4 | -8,3 |
| 288 | S8 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | MSNAF | Val di Pugna (Sienna, Toszkána) | 15, 17 | Közép-Olaszország | MN14 | -14,7 | -6,7 | 24,0 | 16,0 | 8,0 | -29,3 | -7,7 | -8,6 |

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------|--------|----------------------------------|--------|-----------------|--|--|-----------|-------|-------|------|------|-----|-------|-------|-------|
| V.60/207 E | SZP11 | <i>Stephanorhinus</i> sp. | MTTM | Pécel | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -11,9 | -9,4 | 21,2 | 11,9 | 9,3 | -26,0 | -13,6 | -13,2 |
| V.74.01. | SZP14 | <i>Mammot borsoni</i> | MTTM | Vecses | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -11,9 | -7,9 | 22,8 | 14,4 | 8,4 | -26,6 | -11,1 | -10,4 |
| V.93.9 | SZP15 | <i>Mammot borsoni</i> | MTTM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -11,4 | -8,9 | 21,8 | 13,5 | 8,3 | -26,1 | -12,1 | -11,4 |
| V.67/360 | SZP16 | <i>Anancus arvernensis</i> | MTTM | Vecses | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -14,0 | -9,3 | 21,3 | 13,7 | 7,6 | -28,6 | -11,9 | -11,2 |
| V.77.146. | SZP17 | <i>Anancus arvernensis</i> | MTTM | Pilisvörösvár | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -15,2 | -9,5 | 21,1 | 12,6 | 8,5 | -29,8 | -13,0 | -12,4 |
| n.a. | SZP47 | <i>Anancus arvernensis</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -14,1 | -8,1 | 22,6 | 13,2 | 9,4 | -28,7 | -12,4 | -11,8 |
| V.63/624 | SZP20 | <i>Anancus arvernensis</i> | MTTM | Pestszentlőrinc | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -14,8 | -8,7 | 22,0 | 13,3 | 8,7 | -29,4 | -12,2 | -11,6 |
| B-3031/PZ | SZP40 | <i>Stephanorhinus</i> sp. | SNM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -13,2 | -8,7 | 22,0 | 13,5 | 8,4 | -27,8 | -12,0 | -11,4 |
| H-BT-2 | SZP41 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -11,0 | -9,0 | 21,7 | 12,2 | 9,5 | -25,7 | -13,4 | -12,9 |
| H-BT-1 | SZP43 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -11,7 | -7,6 | 23,1 | 14,9 | 8,2 | -26,3 | -10,7 | -9,9 |
| H-BT-3 | SZP44 | <i>Topirus arvernensis</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -12,8 | -9,1 | 21,5 | 13,1 | 8,4 | -27,5 | -12,4 | -11,8 |
| A.34 | SZP23 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,0 | -8,3 | 22,3 | 13,7 | 8,7 | -26,5 | -11,9 | -11,2 |
| A.36 | SZP24 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -11,6 | -9,2 | 21,4 | 12,6 | 8,8 | -26,1 | -13,0 | -12,4 |
| A.44 | SZP26 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -11,7 | -8,2 | 22,5 | 13,7 | 8,8 | -26,2 | -11,9 | -11,2 |
| A.40 | SZP28 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -8,3 | 22,3 | 13,2 | 9,1 | -27,2 | -12,4 | -11,8 |
| 5. | SZP29 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,6 | -8,3 | 22,4 | 13,0 | 9,4 | -27,0 | -12,6 | -12,0 |
| A.35 | SZP31 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,6 | -8,0 | 22,7 | 13,1 | 9,6 | -27,0 | -12,5 | -11,9 |
| 6. | SZP33 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,8 | -8,2 | 22,5 | 13,0 | 9,5 | -27,2 | -12,6 | -12,0 |
| A.43 | SZP35 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,5 | -8,3 | 22,4 | 13,8 | 8,5 | -27,0 | -11,7 | -11,0 |
| NV-17-4 | SZP17 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -8,1 | 22,6 | 13,4 | 9,2 | -27,1 | -12,2 | -11,6 |
| A16 | SZP46 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -7,8 | 22,9 | 12,9 | 9,9 | -27,2 | -12,6 | -12,0 |
| V.18560-2 (z. / denin) | SZP 5 | <i>Bovidae</i> indet. | MBFSZ | Pula | 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37 | | MN15 | -3,3 | -6,1 | 24,6 | 16,6 | 8,0 | -18,1 | -8,9 | -7,9 |
| V.11774/b | SZP 6 | <i>Rhinocerotidae</i> indet. | MBFSZ | Rudabánya | 53 | | MN9 | -12,5 | -6,0 | 24,7 | 16,7 | 8,0 | -27,5 | -8,9 | -7,9 |
| V.18560-1 (z. / denin) | SZP 8 | <i>Bovidae</i> indet. | MBFSZ | Pula | 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37 | | MN15 | 0,2 | -6,3 | 24,4 | 16,6 | 7,8 | -14,6 | -8,9 | -8,0 |
| V.60/207 D (dentin) | SZP 12 | <i>Rhinoceros</i> s.l.sp. | MTTM | Pécel | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16-MN17 | -11,9 | -10,1 | 20,5 | 11,8 | 8,7 | -26,6 | -13,8 | -13,3 |
| V.93.9 D (dentin) | SZP 13 | <i>Mammot borsoni</i> | MTTM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16 | -7,4 | -8,4 | 22,2 | 13,5 | 8,7 | -22,1 | -12,0 | -11,4 |
| 297 | SZP 18 | <i>Aceratherium incisivum</i> | MTTM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41 | | MN16 | -5,7 | -7,7 | 23,0 | 14,2 | 8,8 | -20,5 | -11,3 | -10,6 |
| A.36 dentin | SZP25 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,3 | -8,9 | 21,7 | 12,9 | 8,8 | -26,7 | -12,7 | -12,1 |
| A.44 dentin | SZP27 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -11,8 | -8,3 | 22,3 | 13,5 | 8,9 | -26,3 | -12,1 | -11,5 |
| 5. dentin | SZP30 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -8,7 | 22,0 | 12,5 | 9,5 | -27,1 | -13,1 | -12,5 |
| 6. dentin | SZP34 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,8 | -8,9 | 21,8 | 12,5 | 9,3 | -27,2 | -13,1 | -12,6 |
| A.43 dentin | SZP36 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | DGP-CU | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -8,5 | 22,2 | 12,4 | 9,8 | -27,2 | -13,2 | -12,7 |
| NV-17-4 zománc | SZP37 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | SNM | Nová Vieska | 44, 45, 46 | | MN17 | -12,7 | -7,8 | 22,9 | 13,9 | 9,0 | -27,2 | -11,7 | -11,0 |
| B-2120/PZ | SZP38 | <i>Mammot</i> sp. | SNM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -10,9 | -10,7 | 19,9 | 13,6 | 6,3 | -25,6 | -11,9 | -11,3 |
| B-3076/PZ (dentin) | SZP39 | <i>Stephanorhinus</i> sp. | SNM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -7,5 | -7,5 | 23,2 | 15,2 | 8,0 | -22,2 | -10,4 | -9,5 |
| H-BT-1 dentin | SZP42 | <i>Stephanorhinus jeanvireti</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | -8,3 | -8,1 | 22,6 | 15,1 | 7,5 | -23,1 | -10,5 | -9,7 |
| H-BT-3 dentin | SZP45 | <i>Topirus arvernensis</i> | GMM | Hajnáčka | 29, 32, 33, 34, 35, 38, 39, 40, 41, 42 | | MN16 | 0,3 | -7,2 | 23,5 | 14,6 | 8,9 | -14,5 | -11,0 | -10,2 |
| R1 | R1 | <i>Anancus arvernensis</i> | MOC | Veleni | 52 | | MN17-MN18 | -17,8 | -14,5 | 15,9 | 13,5 | 2,4 | -32,2 | -12,0 | -11,4 |
| mo. 45424 | R2 | <i>Mammuthus meridionalis</i> | MOC | Leu | 48 | | MN18 | -16,5 | -12,3 | 18,2 | 14,5 | 3,7 | -30,9 | -11,1 | -10,3 |
| | R3 | <i>Mammuthus rumanus</i> | MOC | Gernatesti | 47, 48 | | MN16 | -13,6 | -10,0 | 20,6 | 13,3 | 7,2 | -28,2 | -12,2 | -11,6 |
| | R4 | <i>Stephanorhinus etruscus</i> | MOC | Bugluliesti | 48 | | MN18 | -15,1 | -10,0 | 20,6 | 14,8 | 5,8 | -29,5 | -10,8 | -10,0 |
| mo. 1466 | R5 | <i>Anancus arvernensis</i> | MOC | Stoina | 52 | | MN17-MN18 | -12,5 | -9,0 | 21,6 | 13,7 | 8,0 | -27,0 | -11,9 | -11,2 |
| | R6 | <i>Parabos cf. athanasiasi</i> | Cluj | Racos | 52 | | MN16-MN17 | -5,3 | -7,4 | 23,3 | 14,3 | 9,1 | -19,9 | -11,3 | -10,6 |
| | R7 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | Cluj | Manastirea | 49 | | MN15a | -12,1 | -9,1 | 21,5 | 13,1 | 8,4 | -26,7 | -12,4 | -11,8 |
| | R8 | <i>Stephanorhinus megarhinus</i> | Cluj | Malusteni | 48 | | MN15a | -10,4 | -6,7 | 24,0 | 16,2 | 7,8 | -25,0 | -9,4 | -8,4 |

1. táblázat. Az összes mért $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmény a számolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp.mek}}$; és $\delta^{18}\text{O}_v$ értékekkel együtt. A mintákról és lelőhelyekről további adatok találhatóak a megadott irodalmakban: 1) Boeuf, 1995; 2) Boivin et al., 2010; 3) Guérin, 1980; 4) Lacomat et al., 2008; 5) Roger et al., 2000; 6) Guérin et al., 2004; 7) Magri et al., 2010; 8) Pandolfi és Petronio, 2011; 9) Mancini et al., 2012; 10) Maxia, 1949; 11) Petronio et al., 2011; 12) Pandolfi et al., 2015; 13) Russo Ermolli et al., 2010; 14) Kotsakis és Barisone, 2008; 15) Pandolfi, 2013; 16) Masini et al., 1994; 17) Bianucci et al., 2001; 18) Fondi, 2007; 19) Kotsakis és Pandolfi, 2012; 20) Rook et al., 2013; 21) Coltorti et al., 2008; 22) Sacco, 1906; 23) Forno et al., 2015; 24) Vialli, 1956; 25) Ravazzi et al., 2009; 26) Kotsakis, 1986; 27) Sacco, 1895; 28) Loss, 1945; 29) Kormos, 1917; 30) Mottl, 1939; 31) Kretzoi, 1985; 32) Jánossy, 1986; 33) Gasparik, 2001, 34) Gasparik, 2007; 35) Virág és Gasparik, 2012; 36) Balogh et al., 1982; 37) Németh et al., 2008; 38) Fejfar, 1964; 39) Fejfar et al., 1990, 40) Fejfar et al., 2012; 41) Sabol et al., 2006; 42) Hurai et al., 2012; 43) Mandic et al., 2013; 44) Schmidt és Halouzk, 1970; 45) Holec, 1996; 46) Vlačiky et al., 2008; 47) Radulescu et al. 2003, 48) Andreescu et al. 2013; 49) Codrea et al., 2011; 50) Roger et al., 2000; 51) Nomade et al. 2014; 52) Vlad Codrea, szóbeli közlés, 53) Kordos, 1987

4.1. Különböző fajok $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei

A vizsgált fajok közül a mintaszámaik alapján összesen három orrszárvú és egy ormányos faj alkalmas statisztikai értékelésre. A négy faj átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értékei -14‰ és -13‰ közöttiek, szignifikáns különbségek nélkül (variancia analízis, $p = 0,501$). Az átlagértékek a következők: *Anancus arvernensis*: $-13,6 \pm 1,5\text{‰}$ ($n = 20$), *Stephanorhinus etruscus*: $-12,7 \pm 1,2\text{‰}$ ($n = 31$), *Stephanorhinus jeanvireti*: $-12,5 \pm 1,2\text{‰}$ ($n = 22$). *Stephanorhinus megarhinus*: $-13,9 \pm 1,3\text{‰}$ ($n = 15$). A $\delta^{13}\text{C}$ értékek esetén az átlagértéken kívül az értékek tartománya is információval szolgálhat az állat táplálkozásáról. A különböző fajok esetén mért tartományok: *Anancus arvernensis*: $-16,3\text{‰}$ – $-11,1\text{‰}$, *Stephanorhinus etruscus*: $-14,7\text{‰}$ – $-10,6\text{‰}$, *Stephanorhinus jeanvireti*: $-10,1$ – $-15,1\text{‰}$. *Stephanorhinus megarhinus*: $-15,1\text{‰}$ – $-10,4\text{‰}$. A négy faj oxigénizotóp átlagértékei is hasonlóak egymáshoz: *Anancus arvernensis* $14,6 \pm 1,1\text{‰}$; *Stephanorhinus etruscus* $15,2 \pm 1,3\text{‰}$; *Stephanorhinus jeanvireti* $13,9 \pm 1,0\text{‰}$; *Stephanorhinus megarhinus* $15,7 \pm 1,9\text{‰}$.

4.2. Különböző régiók $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredményei, és az eredmények időbeli változása az egyes régiókban

Az összes mért eredmény a **1. táblázatában** található, a **7.–11. ábrákon** az egyes régiókhoz és különböző biozónákhoz tartozó $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek láthatók a számolt növényzeti, környezeti víz, és relatív MAT skálákkal együtt. A dobozábrákról leolvashatóak a szélsőértékek, a medián és az interkvartilis terjedelem, míg az átlagértékeket a dobozok mellett tüntettem fel. A dobozok magasságai a minták korának bizonytalanságát jelzik. A összehasonlítások esetén figyelembe kell venni azt is, hogy a különböző régiókból és időszakokból más-más számú minta áll rendelkezésre. A statisztikai eredmények könnyebb átláthatósága érdekében a **2. táblázatban** foglaltam össze azokat az összehasonlításokat, ahol a Mann-Whitney teszt szignifikáns különbséget jelzett két összehasonlított csoport között.

| szignifikáns időbeli változások az egyes régiókban | | | | | | |
|--|-----------------------|-------------------|---------------|-----------------------|----------------------------------|-----------------------------|
| régió | izotóp | adatok | mintaszám (n) | t teszt eredménye (p) | Mann-Whitney teszt eredménye (p) | átlagok közötti eltérés (%) |
| Délkelet-Franciaország | $\delta^{18}\text{O}$ | MN14 - MN16-17 | 2 - 21 | $1,7 \times 10^{-4}$ | 0,042 | -2,4 |
| Észak-Olaszország | $\delta^{13}\text{C}$ | MN16 - MN17 | 5 - 4 | 0,002 | 0,02 | 2,1 |
| Közép-Olaszország | $\delta^{18}\text{O}$ | MN14-15 - MN16-17 | 7 - 9 | 0,004 | 0,0006 | -1,3 |
| Kárpát-medence | $\delta^{18}\text{O}$ | MN15 - MN16-17 | 7 - 11 | 0,001 | 0,005 | -1,3 |

A)

| $\delta^{13}\text{C}$, MN16-17 | | | | | | |
|---------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------|----------------|----------------------|--|
| | Észak Olaszország, MN16 | Észak Olaszország, MN17 | Közép-Olaszország | Kárpát-medence | Francia-Középhegység | |
| Észak Olaszország, MN16 | | 0,1996 | 1 | 0,0334 | 0,007062 | |
| Észak Olaszország, MN17 | 0,1996 | | 1 | 1 | 0,3429 | |
| Közép-Olaszország | 1 | 1 | | 0,3668 | 0,03471 | |
| Kárpát-medence | 0,0334 | 1 | 0,3668 | | 0,2697 | |
| Francia-Középhegység | 0,007062 | 0,3429 | 0,03471 | 0,2697 | | |

B)

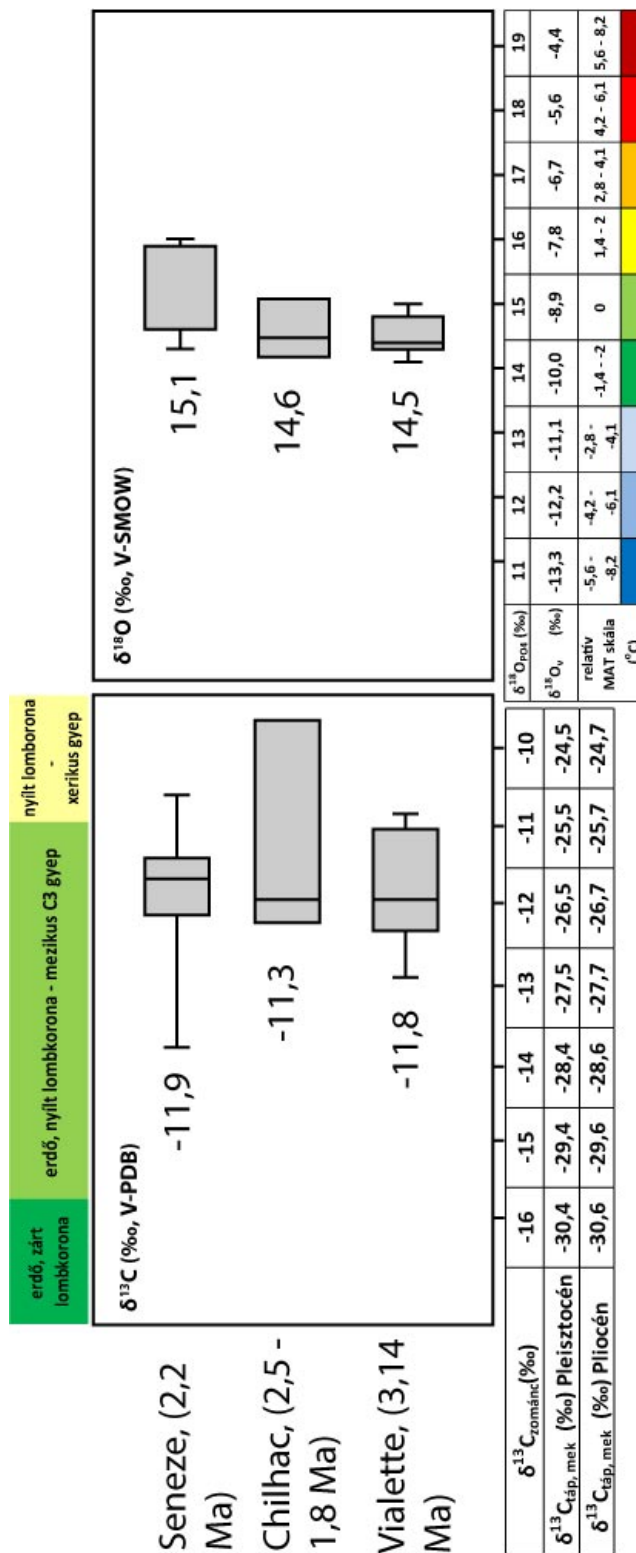
| $\delta^{18}\text{O}$, MN16-17 | | | | | | |
|---------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------|----------------|----------------------|--|
| | Észak Olaszország, MN16 | Észak Olaszország, MN17 | Közép-Olaszország | Kárpát-medence | Francia-Középhegység | |
| Észak Olaszország, MN16 | | 1 | 1 | 0,03702 | 1 | |
| Észak Olaszország, MN17 | 1 | | 0,06774 | 1 | 0,05237 | |
| Közép-Olaszország | 1 | 0,06774 | | 0,0003225 | 0,05254 | |
| Kárpát-medence | 0,03702 | 1 | 0,0003225 | | 4,00E-06 | |
| Francia-Középhegység | 1 | 0,05237 | 0,05254 | 4,00E-06 | | |

2. táblázat. A) Az egyes régiókban belül a különböző biozónák között talált szignifikáns különbségek. **B)** A különböző régiók között talált szignifikáns különbségek. A páros Mann-Whitney tesztek eredményei, Bonferroni-féle korrigált p-értékekkel

4.2.1 Eredmények, Délkelet-Franciaország

Franciaország területéről származó minták eredményeit a **7. ábra** mutatja. A 23 db vizsgált minta $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-14,1\text{‰}$ és $-9,6\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}$ értékek $14,1\text{‰}$ és $18,7\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. Az MN14 biozónából csak két minta származik, ezek átlag $\delta^{13}\text{C}$ értéke $-12,6 \pm 0,6\text{‰}$ (VPDB), átlag $\delta^{18}\text{O}$ értéke $17,2 \pm 2,2\text{‰}$, (VSMOW). Az MN16 és MN17 biozónákból származó minták egymáshoz nagyon hasonló értékeket adnak, szignifikáns különbségek nélkül. Hasonlóan nem volt szignifikáns különbség az értékek között, ha csak a három legjelentősebb lelőhely értékeit hasonlítottam össze (Chilhac, $n = 4$; Vialette, $n = 9$; Seneze, $n = 7$, **7. ábra**). Ha az MN16 és MN17 biozónából származó mintákat összevonjuk, az átlag $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékük $-11,9 \pm 1\text{‰}$ (VPDB) és $14,7 \pm 0,5\text{‰}$, (VSMOW).

A két kora-pleiocén mintát a fiatalabb korszakokból származó mintákkal összehasonlítva szignifikáns különbség adódott a $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetén (t-teszt, $p = 1,7 \times 10^{-4}$; Mann-Whitney teszt, $p = 0,042$). A két csoport átlagai közötti eltérés $2,4\text{‰}$, ugyanakkor figyelembe kell venni, hogy a két minta túl kevés a pontos statisztikai tesztekhez, és ezek közül is csak az egyik minta kiugróan magas ($\delta^{18}\text{O} = 18,7\text{‰}$) értéke okozza a nagy különbséget.



7. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények a növényzeti kategóriákkal, környezeti víz és relatív MAT skálákkal együtt a közép-franciaországi régióban. A dobozok mellett az átlagértékeket tüntettem fel. A vegetációs kategóriák határait Domingo et al. (2013)

alapján, a környezeti víz értékeit a **3. táblázat 3. és 4. egyenlete** alapján, a relatív MAT skálát a **3. táblázat 6-10. egyenleteinek** meredekségei alapján számoltam

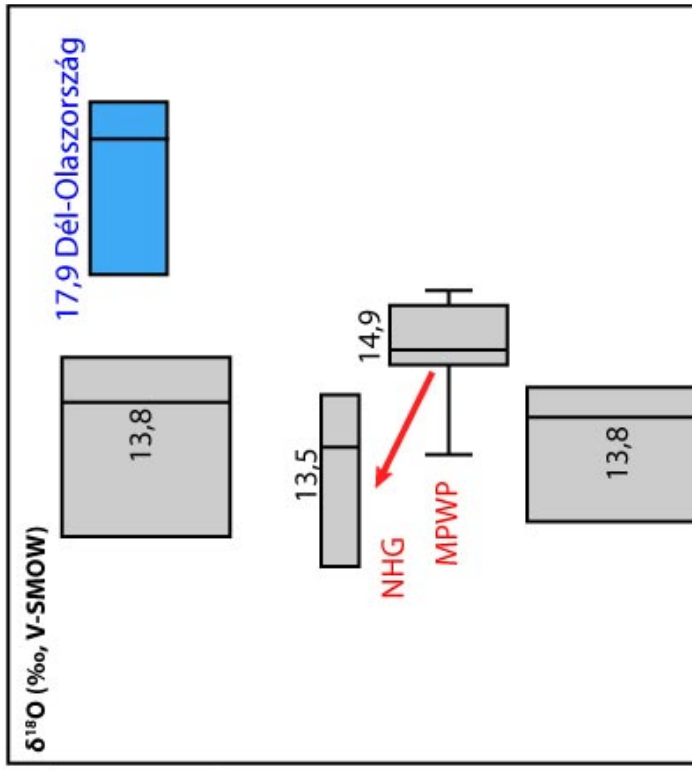
4.2.2. *Eredmények, Észak-Olaszország*

Az észak-olaszországi területekről származó minták $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-15,1\text{‰}$ és $-9,2\text{‰}$ (VPDB) között, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $12,0\text{‰}$ és $15,7\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. A különböző biozónák átlag $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-14,8 \pm 0,3\text{‰}$ és $-11,7 \pm 2,2\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $13,5 \pm 1\text{‰}$ és $14,9 \pm 0,9\text{‰}$ (VSMOW) között változnak. Egy minta kivételével az összes mintát be lehetett sorolni az egyes biozónákba, így a közép-olaszországi régióval szemben itt az MN16 és MN17 korszakokat külön is lehetett vizsgálni (MN6, Triversa faunaegység, $n = 5$, MN17, Montopoli faunaegység, $n = 4$). Az MN18-as biozónából csak három minta állt rendelkezésre. Bár ezek eltérő faunaegységekből származnak, a kis mintaszám miatt a különböző faunaegységeket nem vizsgáltam külön. A különböző korszakok eredményeinek összehasonlítása során szignifikáns különbség adódott az MN16 és MN17 biozóna $\delta^{13}\text{C}$ értékei között (t-teszt, $p = 0.002$; Mann-Whitney teszt, $p = 0.02$). Az átlagérték változás ezen átmenet során $2,1\text{‰}$. Az átmenetben a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ átlagértékek is változnak $1,4\text{‰}$ -el, ugyanakkor ez a változás nem szignifikáns. Az észak-olaszországi régióból származó eredményeket **8. ábra** mutatja.

Észak- és Dél-Olaszország

erdő, zárt lombkorona erdő, nyílt lombkorona - mezikus C3 gyep nyílt lombkorona xerikus gyep

| kor Ma | kor | kor-szak | fauna egység | MN biozóna |
|--------|-------------|-----------|----------------------------|-------------|
| 1 | Pleisztocén | Calabriai | Colle Curti | MN18 (MNQ1) |
| 1.5 | | | Pirro Nord | |
| 1.8 | | | Fameta Tasso Olivola | |
| 2.6 | Pliocén | Gelasi | C. S. Giacomo | MN17 |
| | | | Montopoli | |
| | | Piacenzai | | MN16b |
| | | | Triverna | MN16a |
| 3.6 | Zanclai | | MN15 | |
| 4.2 | | | | |



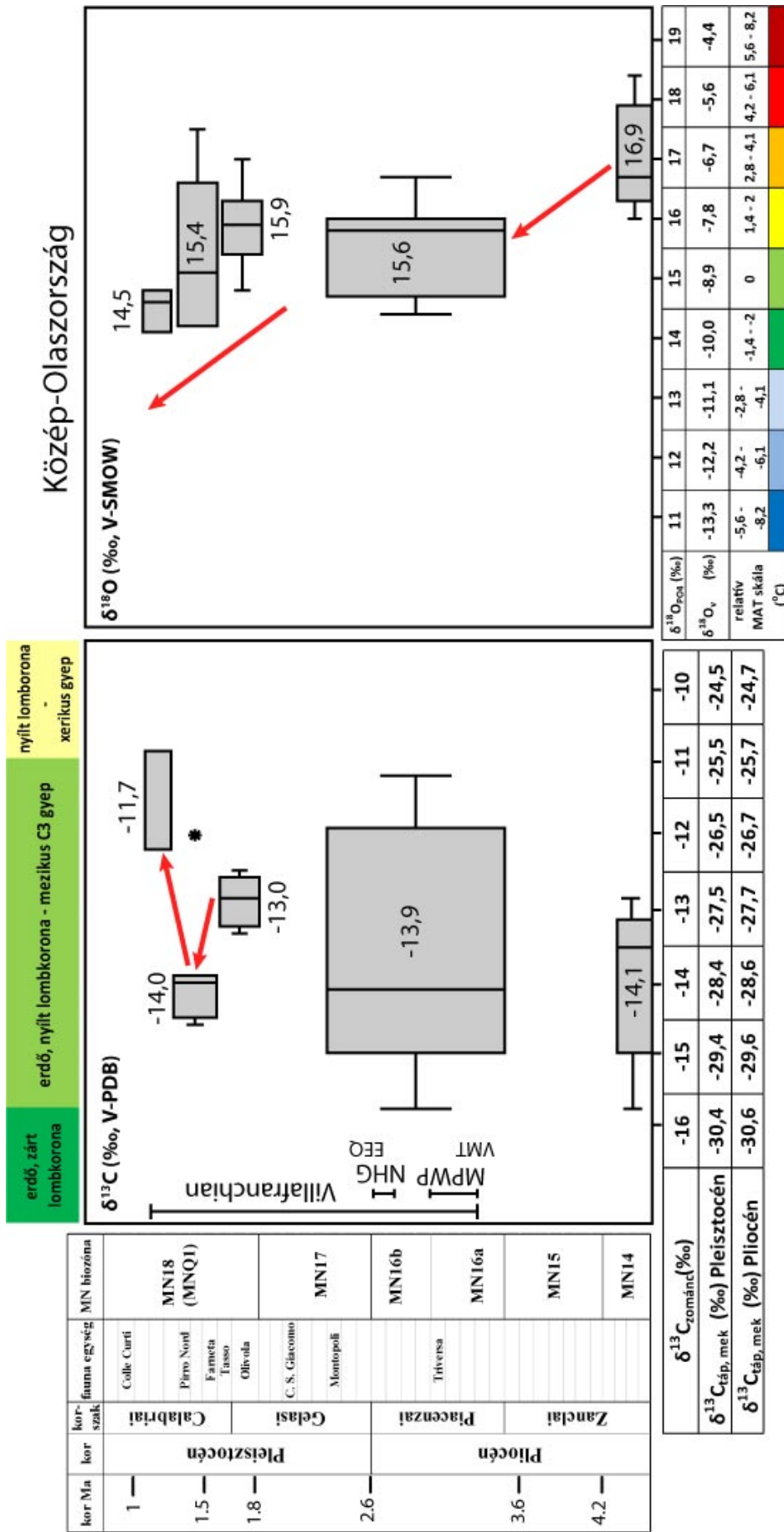
| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-----|------|-----|------|
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{Pos}}$ (‰) | -5,6 | -4,2 | -2,8 | -1,4 | -2 | 0 | 1,4 | -2 | 2,8 | -4,1 | 4,2 | -6,1 | 5,6 | -8,2 |
| $\delta^{18}\text{O}_v$ (‰) | -13,3 | -12,2 | -11,1 | -10,0 | -8,9 | -7,8 | -6,7 | -5,6 | -4,4 | | | | | |
| relatív MAT skála (°C) | -8,2 | -6,1 | -4,1 | | | | | | | | | | | |

| | -16 | -15 | -14 | -13 | -12 | -11 | -10 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $\delta^{13}\text{C}_{\text{Zománc}}$ (‰) | -30,4 | -29,4 | -28,4 | -27,5 | -26,5 | -25,5 | -24,5 |
| $\delta^{13}\text{C}_{\text{álp, mek}}$ (‰) Pleisztocén | -30,6 | -29,6 | -28,6 | -27,7 | -26,7 | -25,7 | -24,7 |
| $\delta^{13}\text{C}_{\text{álp, mek}}$ (‰) Pliocén | | | | | | | |

8. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények a növényzeti kategóriákkal, környezeti víz és relatív MAT skálákkal együtt az észak-olaszországi régióban. A dobozok mellett az átlagértékeket tüntettem fel. A vegetációs kategóriák határait Domingo et al. (2013) alapján, a környezeti víz értékeit a **3. táblázat 3. és 4. egyenlete** alapján, a relatív MAT skálát a **3. táblázat 6-10. egyenleteinek** meredekségei alapján számoltam. A korok és biozónák határai megegyeznek a **2. ábrán** ismertetett határokkal. A rövidítéseket az angol elnevezések alapján használtam: NHG: Northern Hemisphere Glaciation, északi félteke eljegesedése, MPWP: Mid-Piacenzian Warm Period, közép-piacenziai melegperiódus, VMT: Villafranchian mammal turnover, villafranchai emlős kicserélődés, EEQ: Elephant-Equus event, elefánt-ló esemény

4.2.3. Eredmények, Közép-Olaszország

A közép-olaszországi minták eredményei a 8. ábrán láthatók. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-15,9\text{‰}$ és $-10,8\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények $14,1\text{‰}$ és $18,4\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. Az átlag $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-14,1 \pm 1,1\text{‰}$ és $-11,7 \pm 0,8\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $14,5 \pm 0,4\text{‰}$ és $16,9 \pm 0,9\text{‰}$ (VSMOW) között változnak. Közép-Olaszország esetén összesen 15 minta származott az MN18-as biozónából és mivel ezek különböző faunaegységekbe sorolhatóak, a mintákat tovább csoportosítottam. A Tasso és Olivola faunaegységekbe tartozó minták alkotnak egy csoportot ($\sim 1,6\text{-}1,9$ Ma, $n = 6$), ezeknél fiatalabbak a Pirro Nord és Farneta faunaegységbe tartozó minták ($1,3\text{-}1,5$ Ma, $n = 6$), míg három minta a Pirro Nord faunaegység végéhez, vagy a Colle Curti faunaegységbe tartozik ($0,8\text{-}1,3$ Ma). A $\delta^{13}\text{C}$ eredmények esetén a t-teszt szignifikáns különbséget jelez a Tasso-Olivola és a Pirro Nord-Farneta faunaegységbe tartozó minták között ($p = 0,044$), míg a Mann-Whitney teszt alapján a különbség nem szignifikáns ($p = 0,066$). A Pirro Nord-Farneta és a Colle Curti faunaegységhez tartozó minták esetén is hasonló eltérés mutatkozik a különböző tesztek eredményei között (t-teszt, $p = 0,014$; Mann-Whitney teszt, $p = 0,09$). Az eredmények értékelésénél figyelembe kell venni azt is, hogy utóbbi csoportba csak három minta tartozik. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek változása ezen csoportok között nem szignifikáns, viszont az MN14 és az MN16 biozónák között mind a t-teszt, mind a Mann-Whitney teszt szignifikáns különbséget jelez (t-teszt, $p = 0,004$, Mann-Whitney teszt, $p = 0,006$). Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ átlagértékek különbsége a két biozóna között $1,3\text{‰}$.



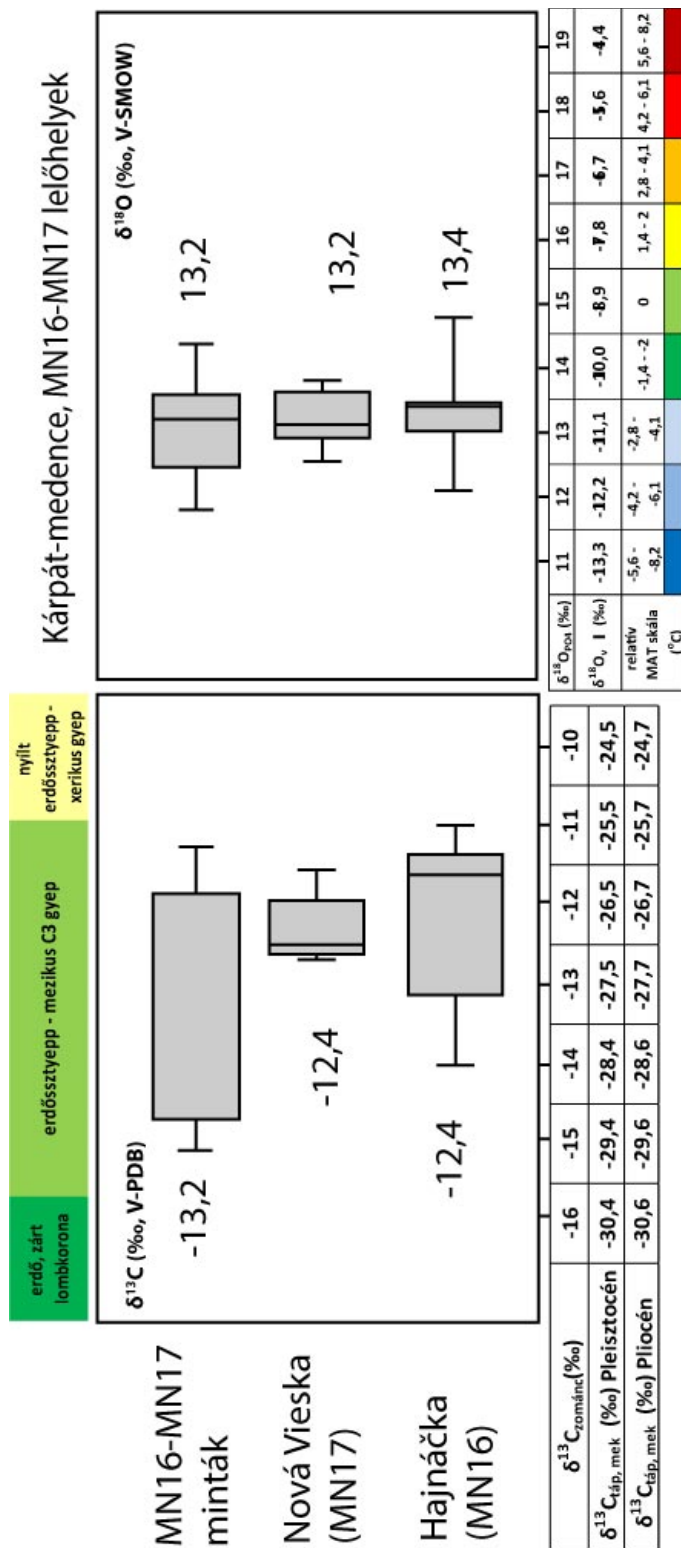
9. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények a növényzeti kategóriákkal, környezeti víz és relatív MAT skálákkal együtt a közép-olaszországi régióban. A dobozok mellett az átlagértékeket tüntettem fel. A vegetációs kategóriák határait Domingo et al. (2013) alapján, a környezeti víz értékeit a **3. táblázat 3. és 4. egyenlete** alapján, a relatív MAT skálát a **3. táblázat 6-10. egyenleteinek** meredekségei alapján számoltam. A korok és biozónák határai megegyeznek a **2. ábrán** ismertetett határokkal. A rövidítéseket az angol elnevezések alapján használtam: NHG: Northern Hemisphere Glaciation, északi félteke eljegesedése, MPWP: Mid-Piacenzian Warm Period, közép-piacenziai melegperiódus, VMT: Villafranchian mammal turnover, villafranchai emlős kicserélődés, EEQ: Elephant-Equus event, elefánt-ló esemény

4.2.4. Eredmények, Kárpát-medence

A Kárpát-medence területéről származó minták eredményeit a **10. és 11. ábra** mutatja. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek $-15,2\text{‰}$ és $-10,1\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $11,9\text{‰}$ és $15,2\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. Az időbeli összehasonlításokhoz többféle csoportot alkottam. Az MN14-15 és MN15-ös biozónából származó mintákat az MN14-15 biozónába vontam össze. A fiatalabb minták esetén egyes jelentősebb lelőhelyeket egyértelműen be lehetett sorolni az MN16 és MN17 biozónába, míg egyes minták kora bizonytalanabb, tartozhatnak a két biozóna bármelyikébe. A két legjelentősebb kárpát-medencei lelőhely (Hajnáčka, MN16, $n = 12$, Nová Vieska, MN17, $n = 11$) és az MN16 és MN17-es biozónába tartozó egyéb minták eredményeit összehasonlítottam, ezt a **10. ábra** mutatja. Nová Vieska lelőhelyről csak *Stephanorhinus jeanvireti* minták származnak, míg Hajnáčka lelőhely esetén több különböző fajból mintáztam. A lelőhelyről származó fajok: *Stephanorhinus jeanvireti*, ($n = 2$) *Anancus arvernensis* ($n = 1$), *Mammuth borsoni* ($n = 1$) *Tapirus arvernensis*, ($n = 1$) és egy faj szinten nem meghatározott orrszarvú féle (*Stephanorhinus* sp.).

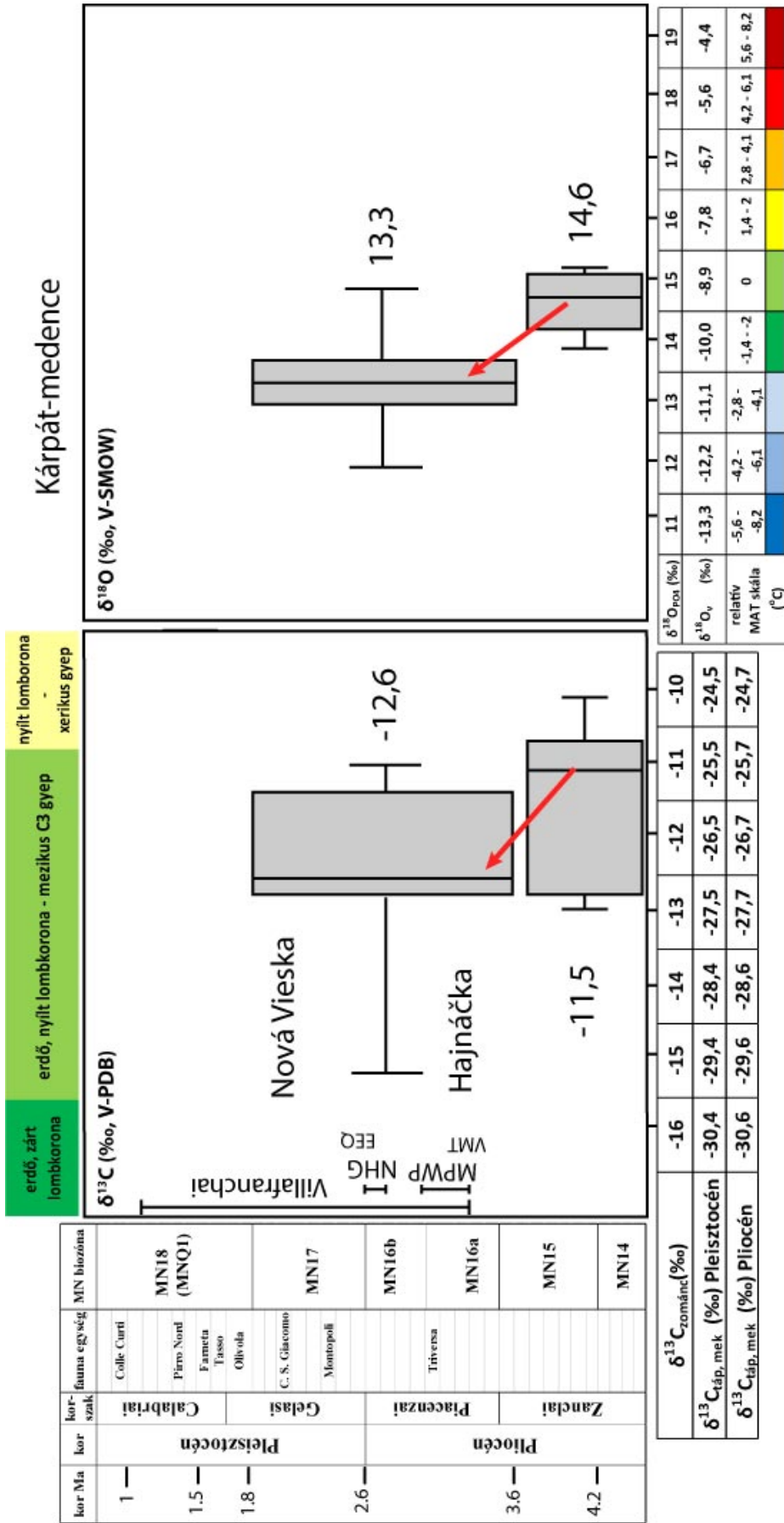
Mivel az MN16 és MN17-es biozónából származó minták $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei hasonlóak, több esetben közel azonosak, az összes ilyen mintát összevontam és így hasonlítottam össze az eredményeket az MN14-15 biozónából származó minták eredményeivel (**11. ábra**). Mind a $\delta^{13}\text{C}$ értékek, mind az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek esetén szignifikáns különbség van a két csoport között ($\delta^{13}\text{C}$, t-teszt, $p = 0,02$; Mann-Whitney

teszt, $p = 0,049$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$, t-teszt, $p = 10^{-4}$; Mann-Whitney teszt, $p = 10^{-4}$.) Az átlagérték változása az átmenet során 1,2‰ a $\delta^{13}\text{C}$ és 1,4‰ a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek esetén.



10. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények a növényzeti kategóriákkal, környezeti víz és relatív MAT skálákkal együtt a Kárpát-medencei régióban. A dobozok mellett az átlagértékeket tüntettem fel. A vegetációs kategóriák határait Domingo et al. (2013)

alapján, a környezeti víz értékeit a **3. táblázat 3. és 4. egyenlete** alapján, a relatív MAT skálát a **3. táblázat 6-10. egyenleteinek** meredekségei alapján számoltam



11. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények a növényzeti kategóriákkal, környezeti víz és relatív MAT skálákkal együtt a Kárpát-medencei régióban. A dobozok mellett az átlagértékeket tüntettem fel. A vegetációs kategóriák határait Domingo et al. (2013) alapján, a környezeti víz értékeit a **3. táblázat 3. és 4. egyenlete** alapján, a relatív MAT skálát a **3. táblázat 6-10. egyenleteinek** meredekségei alapján számoltam. A korok és biozónák határai megegyeznek a **2. ábrán** ismertetett határokkal. A rövidítéseket az angol elnevezések alapján használtam: NHG: Northern Hemisphere Glaciation, északi félteke eljegesedése, MPWP: Mid-Piacenzian Warm Period, közép-piacenzai melegperiódus, VMT: Villafranchian mammal turnover, villafranchai emlős kicserélődés, EEQ: Elephant-Equus event, elefánt-ló esemény

4.2.5. Eredmények, Dél-Olaszország, Bosznia-Hercegovina és Románia területéről származó minták

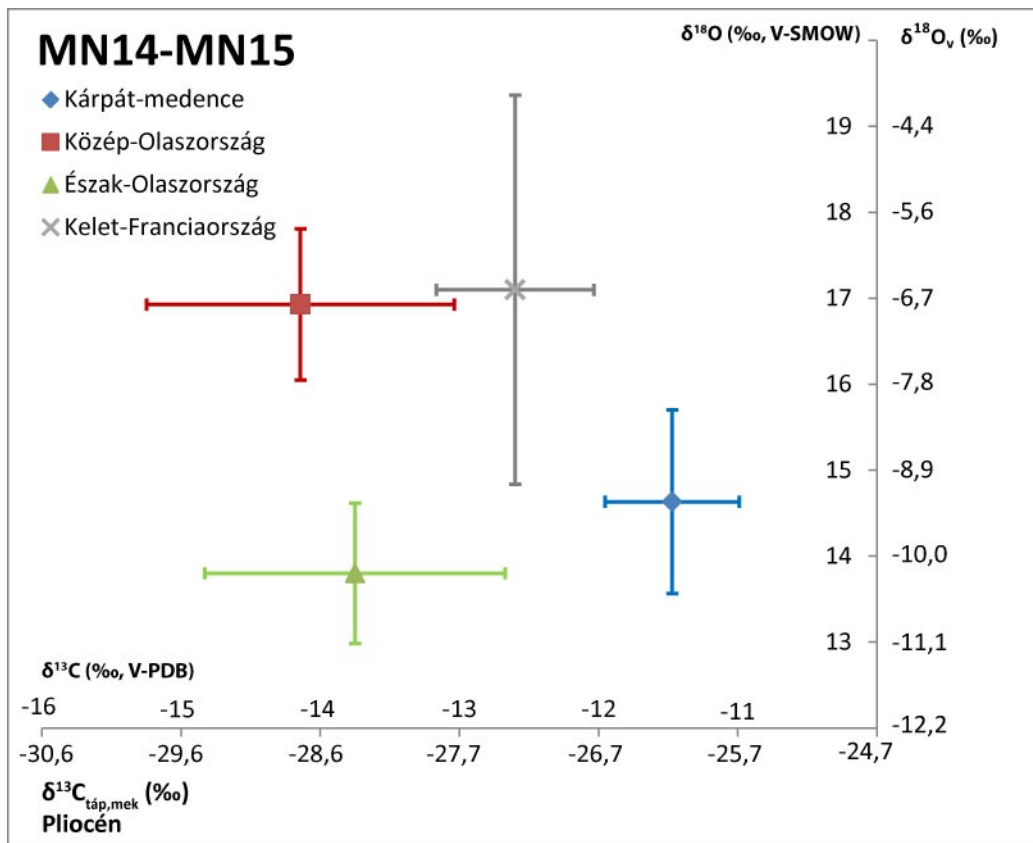
A következő régiókból kevesebb minta állt rendelkezésre, ezért eredményeiket együtt tárgyalom. A dél-olaszországi területekről származó három minta eredményeit a **7. ábrán** az észak-olaszországi eredményekkel együtt szerepeltettem. Az MN18-as biozónából (Pirro Nord és Colle Curti faunaegységek) származó 3 db minta $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-12,1\text{‰}$ és $-11,5\text{‰}$ (VPDB) közöttiek, $-11,8 \pm 0,3\text{‰}$ -es átlaggal. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $16,6\text{‰}$ és $18,7\text{‰}$ (VSMOW) közöttiek, az átlagérték $17,9 \pm 1,1\text{‰}$. A $18,7\text{‰}$ -es $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ érték az egyik legmagasabb mért érték az adatbázisomban.

Bosznia-Hercegovina területéről, Cebara lelőhelyről 5 db *Anancus arvernensis* mintát vizsgáltam. A minták $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-16,3\text{‰}$ és $-12,4\text{‰}$ (VPDB) között, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $13,7\text{‰}$ és $15,8\text{‰}$ (VSMOW) között szórnak. A $-16,3\text{‰}$ a legalacsonyabb érték az összes felhasznált eredmény közül. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ átlagértékek $-13,9 \pm 1,6$ (VPDB), és $14,5 \pm 0,8\text{‰}$ (VSMOW).

A romániai területekről származó minták közül három minta eredménye volt alkalmas értékelésre. Egy Románia déli részéről származó *Anancus arvernensis* minta (kora $\sim 2\text{Ma}$), és két, az MN15a biozónából, Románia keleti területeiről származó *Stephanorhinus megarhinus* minta. A három minta $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-12,5\text{‰}$ és $-10,4\text{‰}$ (VPDB), a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek $13,7\text{‰}$ és $16,2\text{‰}$ (VSMOW) közöttiek.

4.3. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek térbeli eloszlása a kora-pliocénben (MN14-MN15)

A térbeli összehasonlítások esetén figyelembe kell venni, hogy a különböző régiókból eltérő számú és különböző korú minták állnak rendelkezésre, így az időbeli különbségeket sem lehet kizárni a vizsgálatból az egy biozónába tartozó minták esetén sem. A térbeli összehasonlítás ezek ellenére is informatív lehet. Irodalmi adatok alapján a kora-pliocénben a klíma viszonylag stabil volt, így azt feltételeztem, hogy a különböző régiók eredményei közötti eltérések valós térbeli különbségekre utalnak akkor is, ha a vizsgált minták korában is eltérések vannak. Az összehasonlítás során az összes kora-pliocénből, tehát az MN14 és MN15-ös biozónákból származó eredményt összevontam. A kora-pliocén során több régió között is találtam szignifikáns különbségeket mindkét vizsgált izotóp esetén. Az észak- és közép-olaszországi régiók összehasonlítása során szignifikánsan magasabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékeket kaptam a közép-olaszországi régióból (t-teszt, $p = 3 \times 10^{-4}$; Mann-Whitney teszt, $p = 0,011$), és itt kaptam a legnagyobb különbséget az átlagértékek között (3,1‰). A $\delta^{13}\text{C}$ értékek esetén viszont nem mutatható ki szignifikáns különbség a két régió között. A délkelet-franciaországi régió eredményeit nem hasonlítottam össze más régiókkal, mivel innen csak két minta állt rendelkezésre az MN15 biozónából, ezért az adatok statisztikai értelmezése kérdéses lenne. A kárpát-medencei és közép-olaszországi eredmények összehasonlítása esetén mind a $\delta^{13}\text{C}$, mind az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek szignifikáns különbségeket mutattak (**2. táblázat**). A Kárpát-medence és az észak-olaszországi régió összehasonlítása során a $\delta^{13}\text{C}$ értékek mutattak szignifikáns eltérést, az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek esetén a csak a t-teszt adott szignifikáns különbséget, a Mann-Whitney teszt nem. A régiók összehasonlítása során talált szignifikáns különbségeket **2. táblázat** foglalja össze, míg a különböző régiók $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredményeinek eloszlását az **12. ábra** mutatja.



12. ábra: $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek eloszlása a különböző régiókban az MN14-15 biozónákban

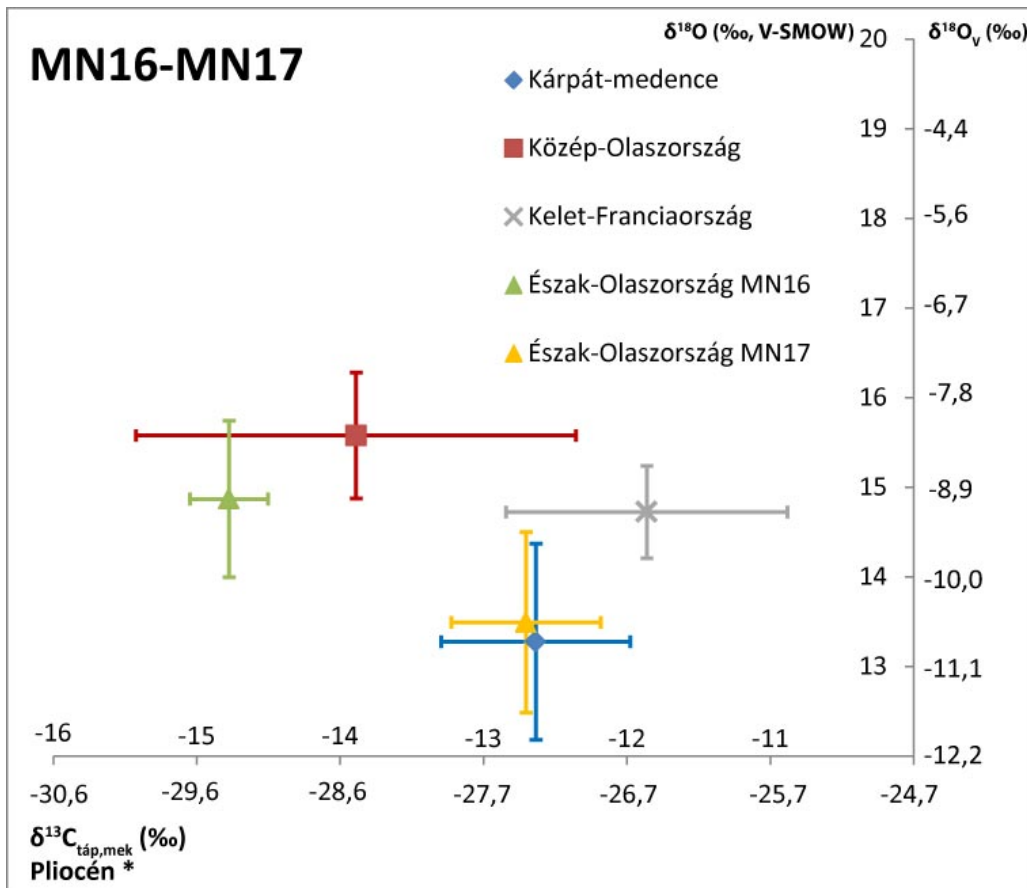
4.4. A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek térbeli eloszlása a késő-pliocénben és kora-pleisztocénben (MN16-MN17)

A kora-pliocénnel ellentétben a késő-pliocénben és kora-pleisztocénben nem feltételezhetünk állandóságot a klímában az irodalom alapján. Különösen a piocén-pleisztocén határon történtek jelentősebb környezeti változások. Saját eredményeim ugyanakkor azt mutatják, hogy a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek két régió (Kárpát-medence, Francia-középhegység) esetén is szinte azonosak voltak az MN16 és MN17-es biozónákban. Emiatt a két régió esetén lehet együtt vizsgálni a két biozóna eredményeit. Közép-Olaszország esetén a minták korának nagyobb a bizonytalansága miatt nem lehetett a két biozónát külön vizsgálni, így az összehasonlítások során figyelembe kell venni, hogy az eredményeket befolyásolhatja az időbeli különbség is. Észak-Olaszország esetén szignifikáns különbségek vannak az MN16-os és MN17-es biozónák eredményeiben, így ezen régió esetén nem lehet összevonni a két biozónát. Az adatok

csoportosításának nehézségei miatt a négy vizsgált régióból három esetén a két biozóna együttes eredményeit vizsgáltam, míg az észak-olaszországi adatok esetén külön kezeltem az MN16 és MN17 biozónából származó eredményeket.

A térbeli összehasonlítások során több régió között szignifikáns különbség adódott. a Délkelet-francia régió és a Kárpát-medence összehasonlítása esetén $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékek is szignifikáns mértékben tértek el. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek átlaga 1,4‰-el, a $\delta^{13}\text{C}$ értékek átlaga 0,8‰-el magasabb a Délkelet-francia régióban.

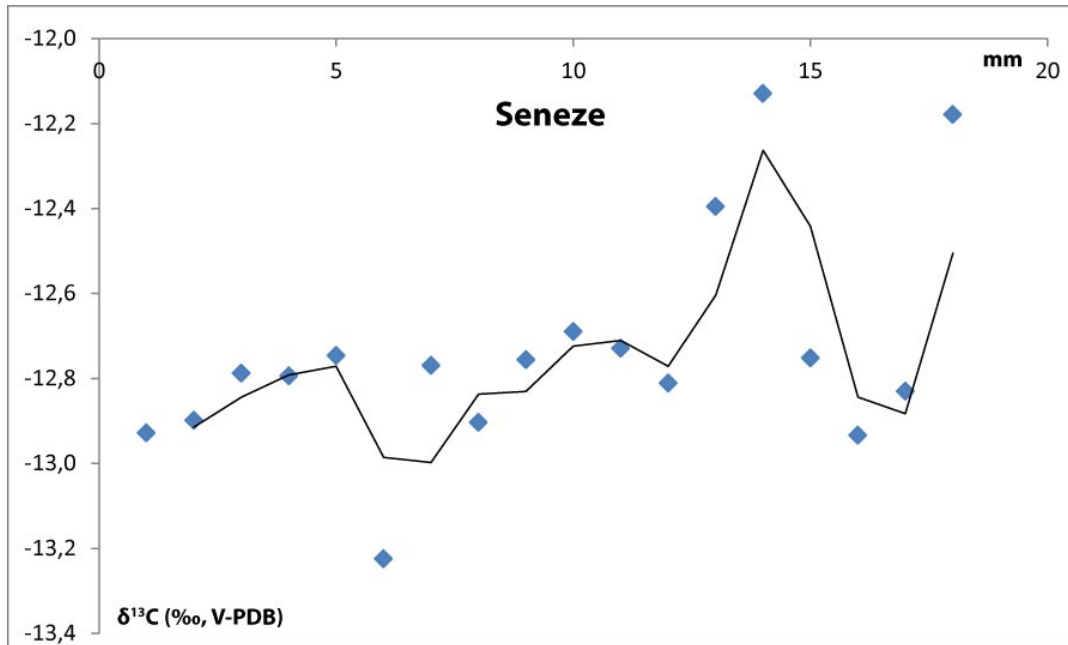
A régiók összehasonlítása során talált szignifikáns különbségeket **2. táblázat** foglalja össze, míg a különböző régiók $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredményeinek eloszlását a **13. ábra** mutatja.



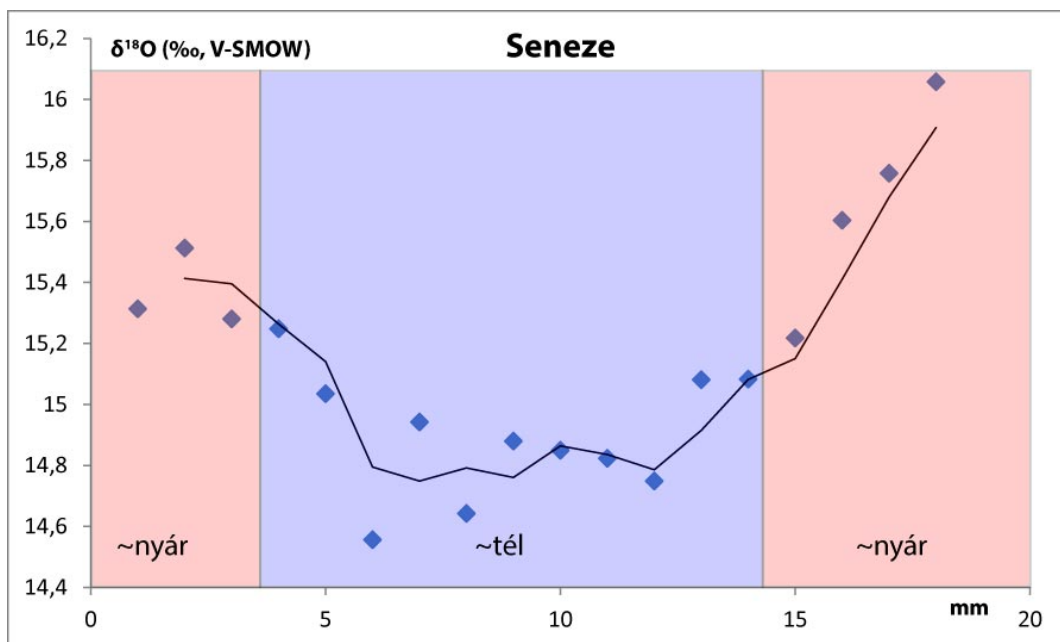
13. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredmények eloszlása a különböző régiókban az MN16-17 biozónákban. * Mivel a légköri szén-dioxid ^{13}C izotóparánya változott az idők során, ami hatott a növények ^{13}C értékeire is, ezért a modern ekvivalens táplálék skálája is különböző az eltérő korokban. Az ábrán a pliocén korszakra számolt skála látható, a pleisztocén korra számolt skála értékei 0,2‰-el lennének magasabbak.

4.5. Eredmények, szekvenciálisan mintázott fogak

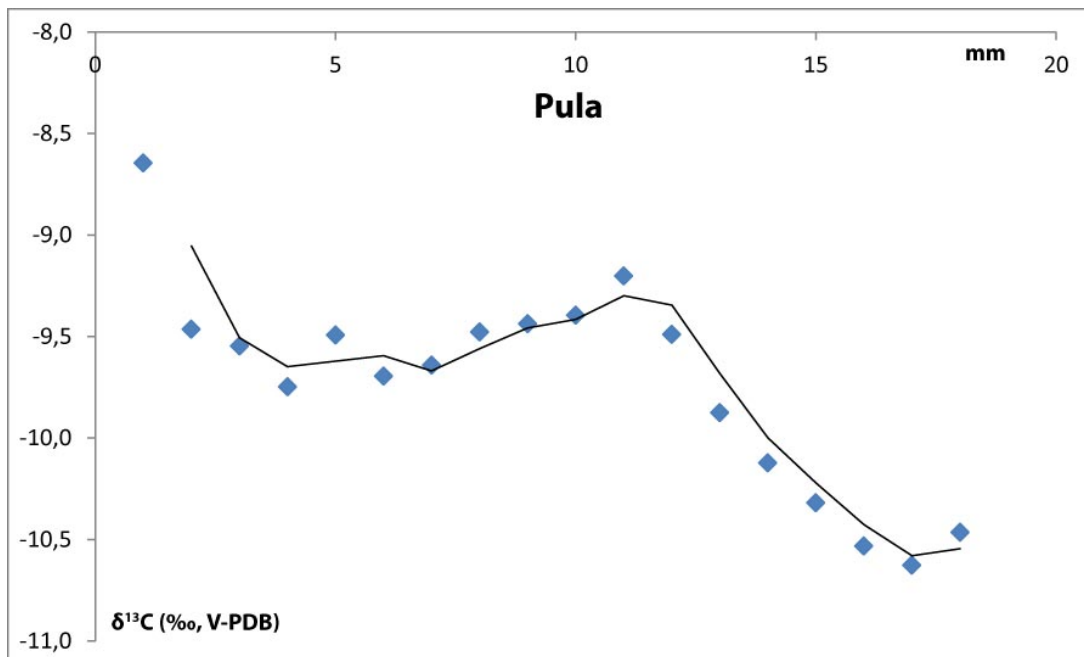
A két *Stephanorhinus* nemzetségből származó, szekvenciálisan mintázott fog $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ eredményei az **14. ábrán** láthatóak. A szeletek számozása a fog csúcsától a gyökér felé, tehát a kialakulás irányában halad.



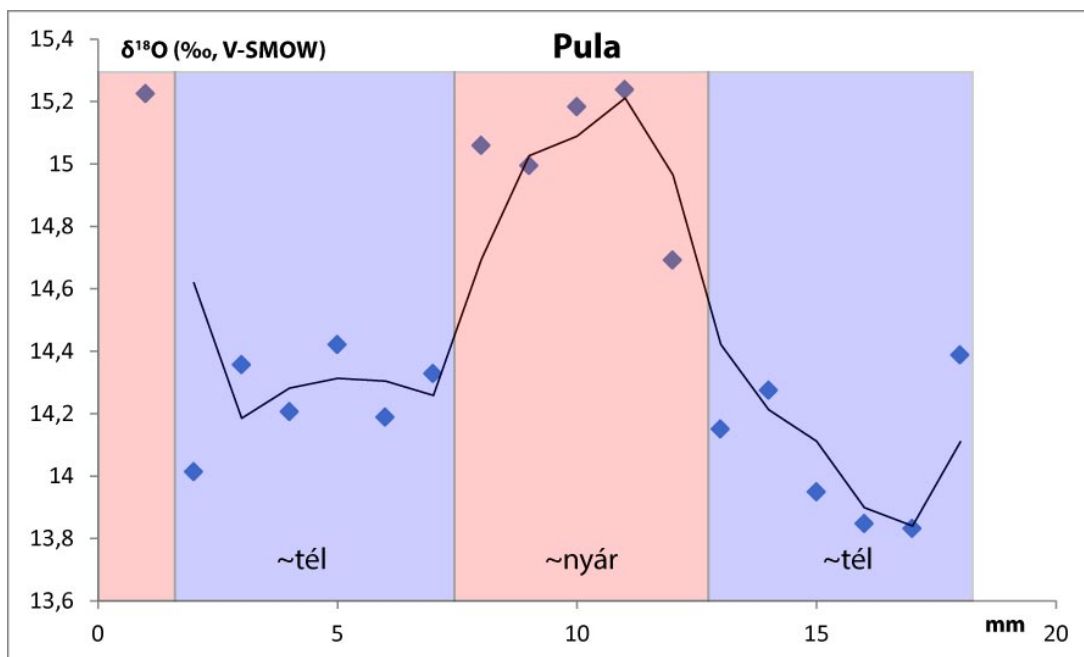
14. ábra A) A Seneze lelőhelyről származó *Stephanorhinus sp.* fog $\delta^{13}\text{C}$ értékei



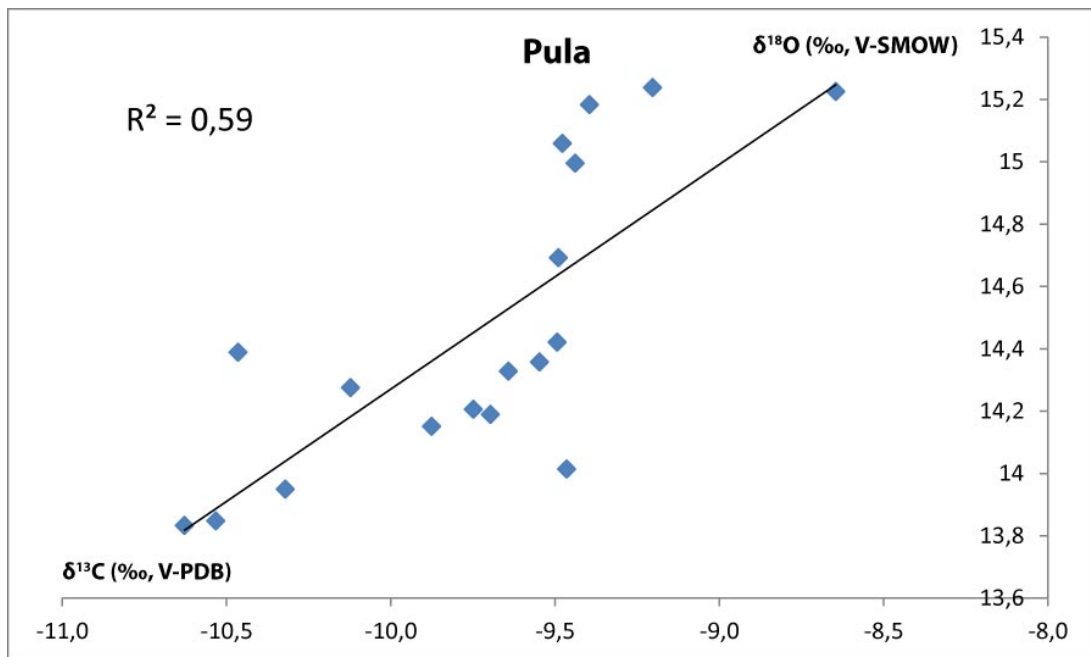
14. ábra. B) A Seneze lelőhelyről származó *Stephanorhinus sp.* fog $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei



14 ábra. C) A Pula lelőhelyről származó *Stephanorhinus jeanvireti* fog $\delta^{13}\text{C}$ értékei



14 ábra. D) A Pula lelőhelyről származó *Stephanorhinus jeanvireti* fog $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei



14 ábra. E) A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek közötti korreláció a Pula lelőhelyről származó fog esetén

Bár a két fognak csak egy-egy darabja állt rendelkezésre, ezek a darabok a fog teljes magasságát, a zománc csúcsától a zománc és gyökér határáig lefedték. A regisztrált izotóp összetétel változások ezért akár a fog keletkezésének és mineralizációjának teljes időtartamát lefedhetik.

A Seneze lelőhelyről származó fog $\delta^{13}\text{C}$ értékei $-13,2\text{‰}$ és $-12,1\text{‰}$ között, a Pula lelőhelyről származó fog esetén $-10,6\text{‰}$ és $-8,6\text{‰}$ között szórnak. A variabilitás tehát 1‰ és 2‰ a Seneze és Pula lelőhelyekről származó fogak esetén. A karbonátból mért $\delta^{18}\text{O}$ értékeket Iacumin et al. (1996) egyenlete alapján átszámoltam foszfát oxigén értékekre ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$), hogy a többi, foszfátból mért oxigén izotóp adattal könnyebben összehasonlíthatóak legyenek. A foszfátra átszámolt $\delta^{18}\text{O}$ értékek $13,8\text{‰}$ és $15,2\text{‰}$ közöttiek a seneze-i fog és $14,6\text{‰}$ és 18‰ közöttiek a pulai fog esetén. A variabilitás tehát az oxigén izotópok esetén is a Pula lelőhelyről származó fognál nagyobb ($3,4\text{‰}$ szemben a seneze-i $1,4\text{‰}$ -el). Mind a két fog esetén megjelenik a jellegzetes, szinusz görbe-szerű (kvázi-színuszoidális) görbe az oxigén izotóp értékek időbeli lefutásában, míg a szén izotópok esetén csak a Pula lelőhelyről származó minta mutat határozott időbeli lefutást.

5. Diskusszió

5.1. A vizsgált fajok táplálkozásának elemzése és paleokörnyezeti rekonstrukció a $\delta^{13}C$ adatok alapján

Az izotópos eredményeken alapuló értelmezésekhez, környezeti rekonstrukciókhoz többféle számolást alkalmaztam. A felhasznált egyenleteket a **3. táblázatban** foglaltam össze.

| egyenlet sorszáma | összeffüggés | egyenlet | regresszió típusa | R ² , meredekség | Hivatkozások |
|-------------------|--|--|-------------------------|---|--|
| 1 | $\delta^{13}C_{\text{zománc}} (=A)$; $\delta^{13}C_{\text{növény}} (=B)$ | $\epsilon = 13,3; \epsilon_{A-B} = (\alpha_{A-B} - 1) * 1000; \alpha_{A-B} = (1000 + \delta_A) / (1000 + \delta_B)$ | | | Passey et al., (2005) |
| 2 | $\delta^{13}C_{\text{táp, mek}}$; $\delta^{13}C_{\text{növény}}$ | $\delta^{13}C_{\text{táp, mek}} = \delta^{13}C_{\text{növény}} + (\delta^{13}C_{\text{modernatmCO2}} - \delta^{13}C_{\text{ősiatmCO2}})$ | | | Domingo et al., (2013) |
| 3 | $\delta^{13}C_{\text{táp, meq}}$; MAP | $\delta^{13}C_{\text{táp, meq}} (\text{‰}, \text{VPDB}) = -10,29 + 1,9 \times 10^{-4} \text{ magasság (m)} - 5,61 \log_{10}(\text{MAP} + 300, \text{mm/yr}) - 0,0124 \text{ Abs (szélesség, °)}$ | | | Kohn, (2010) |
| 4 | $\delta^{18}O_v$; $\delta^{18}O_{p04}$ | $\delta^{18}O_v = (\delta^{18}O_{p04} - 23) / 0,90$ | inverz regresszió | meredekség = 1,11 | Kohn and Cerling, (2002) |
| 5 | $\delta^{18}O_v$; $\delta^{18}O_{p04}$ | $\delta^{18}O_v = 1,1128 (\pm 0,0029) \delta^{18}O_{p04} - 26,4414 (\pm 0,0508)$ | transzponált regresszió | R ² = 0,998; meredekség = 1,11 | Amiot et al., (2004) |
| 6 | MAT; $\delta^{18}O_v$; Európára | MAT = ($\delta^{18}O_v + 13,74$) / 0,53 | inverz regresszió | R ² = 0,6; meredekség = 1,89 | Pryor et al., (2014) |
| 7 | MAT; $\delta^{18}O_v$; Európára | MAT = $1,41^{18}O_v + 21,64$ | transzponált regresszió | R ² = 0,49; meredekség = 1,41 | Skrzypek et al., (2016) |
| 8 | MAT; $\delta^{18}O_v$; Olaszországra (szigetek nélkül) | MAT = $1,56\delta^{18}O_v + 23,31$ | transzponált regresszió | R ² = 0,3; meredekség = 1,56 | Olaszországi GNIP állomások adatai Skrzypek et al. alapján (2016) |
| 9 | MAT; $\delta^{18}O_v$; globális | MAT = ($\delta^{18}O_v + 13,6$) / 0,69 | inverz regresszió | meredekség = 1,45 | Dansgaard, (1964) |
| 10 | MAT; $\delta^{18}O_v$; globális | MAT = ($\delta^{18}O_v + 14,18 \pm 0,52$) / ($0,49 \pm 0,03$) | inverz regresszió | R ² = 0,81; meredekség = 2,04 | Amiot et al., (2004) |

3. táblázat. Az izotóp eredmények értelmezése során alkalmazott számítások, egyenletek

Mivel a fogzománc $\delta^{13}\text{C}$ értékei az állat által elfogyasztott növények szénizotóp összetételétől függenek, első lépésben a fogzománc $\delta^{13}\text{C}$ értékeiből számoltam vissza az elfogyasztott növényzet izotóp értékeit. Az átszámoláshoz Passey et al. (2005) egyenletét választottam (**3. táblázat 1. egyenlet**). Mivel az egyenlet nem kérődző emlősöket vizsgált, így a többféle fiziológiájú faj adatain alapuló egyenletekhez képest pontosabb értékeket adhat az általunk vizsgált fajok esetén. Ezen kívül ez az egyenlet nem csak a növényzettől való átlagos eltérést adja meg ‰-ben, hanem a frakcionációs faktort, ami pontosabb számításokat tesz lehetővé. A növények szénizotóp értékei függenek a légköri szén-dioxid $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányától is, a számolásokhoz ezért ennek változásait is figyelembe kellett venni. Ahhoz, hogy a különböző korszakokból származó növényzeti izotóp értékek összehasonlíthatók legyenek, az úgynevezett modern ekvivalens táplálék ($\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$) értékeit számoltam ki (**3. táblázat, 2. egyenlet**, Domingo et al., 2013). Ez az érték azt mondja meg, hogy milyen lenne a növényzet izotóp összetétele azonos környezeti feltételek mellett, a jelenlegivel megegyező légköri CO_2 szénizotóp-összetétel esetén. Az egyenletbe a jelenkori és az adott korszaki atmoszférikus CO_2 szénizotóp-összetételét kell behelyettesíteni. Tengeri mészvázás egysejtűek (foraminiferák) izotóp elemzése alapján az atmoszférikus szén-dioxid $\delta^{13}\text{C}$ értékei a pliocénben $-6,3\text{‰}$ körül, a pleisztocénben $-6,5\text{‰}$ alakultak, míg a modern érték gyorsan változik az emberi tevékenység fosszilis CO_2 kibocsátása miatt (Tippel et al., 2010; Domingo et al., 2013). Mivel az általam használt összefüggések (például a növényzeti értékek és a MAP összefüggései) a modern atmoszférikus CO_2 értéket a 2000-es év -8‰ -es értékére vonatkoztatják (Kohn, 2010), ezért ezt alkalmaztam a jelen munkában. A modern ekvivalens táplálék egyenletben tehát $\delta^{13}\text{C}_{\text{modernatm}} = -8\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{ösiatmCO}_2} = -6,3\text{‰}$ a pliocénre, $-6,5\text{‰}$ a pleisztocénre és -6‰ az egy darab miocén korú minta esetén. Ez a légköri izotóparány-változás azt is jelenti, hogy a pliocén és pleisztocén korú minták értékei között $\sim 0,2\text{‰}$ eltérés lenne tapasztalható azonos környezeti feltételek és táplálkozás mellett is. Ez a változás egyrészt nem olyan jelentős, másrészt fokozatosan, akár több százezer év alatt következett be, a hatásaival így nehéz számolni. Az egyes korszakokra és területekre vonatkozó növényzeti rekonstrukciók esetén ezt a különbséget figyelembe vettem a számolások során, viszont a fajok átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek számolásánál és a tér és időbeli különbségek elemzésénél

elhanyagoltam. Mivel a szignifikáns fajok közötti, tér és időbeli különbségek ennél jóval nagyobbak, ez az eltérés nem befolyásolja az eredményekből levont következtetéseket.

A növényi táplálék kiszámolt izotóp összetételei alapján következtethetünk a fotoszintézis útra és több környezeti tényezőre. Figyelembe kell venni azonban azt is, hogy az elfogyasztott növényi táplálék izotóp összetétele nem minden esetben közelíti a terület összes biomasszájának átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értékeit, az állat táplálékpreferenciája, ökológiája is fontos tényező lehet. Vannak speciálisabb táplálkozású fajok, melyek csak bizonyos fajta növényekkel táplálkoznak és olyan fajok, melyeknek szélesebb a táplálékspektrumuk. A megfigyelések azt mutatják, hogy a legtöbb növényevő nagyemlős táplálkozása fajszenen nem specifikus, sokféle növényfajt fogyasztanak, ugyanakkor táplálkozásuk bizonyos növény típusokra, vagy növényi részekre korlátozódhat. Vannak csak fűféléket fogyasztó legelő fajok ('grazer') csak fák és cserjék lombját fogyasztó lombevők ('browser') és sokféle növényzetet fogyasztó vegyes, vagy kevert táplálkozásúak ('mixed feeder'). A fogakból mért $\delta^{13}\text{C}$ értékek értelmezéséhez ezért a mérési eredmények mellett az állatok táplálkozására vonatkozó irodalmi adatokat is áttekintettem. Paleontológiai megfigyelések alapján az általunk vizsgált fajok valószínűleg főleg kevert táplálkozásúak és lombevők voltak. Leveleket, hajtásokat, gyümölcsöket, lágú növényi részeket fogyaszthattak nagyobb mennyiségben, viszont nyíltabb területeken a táplálékuk egy része fűféle volt. Az *Anancus arvernensis* gumós felületű (bunodont) fogai lágú szövetű táplálék fogyasztására utalnak, mint például a levelek, gyümölcsök és hajtások. Lábai a puha talajon való járáshoz alkalmazkodtak, ami szintén erdei életmódra utal (Ji et al., 2002; Rivals et al., 2015). Ezen megfigyelések alapján az *A. arvernensis* egy erdőben vagy fás területeken élő lombevő volt (Kahlke et al., 2011; Rivals et al., 2015). Különböző korú fossziliáik viszont a fogazat időbeli változását is mutatják. A rágás őrlési szerepe idővel erősödött, ami a lágú erdei táplálékoktól a fűfélék fogyasztása felé történő elmozdulást jelzi (Rivals et al., 2015). A *Stephanorhinus jeanvireti* olyan humid klímájú, főként erdők uralta élőhelyeken fordult elő, ahol a fűfélékkel borított nyílt területek is megmaradtak (Guérin, 1972, 1980; Locombat és Mörs, 2008). A *S. etruscus* brachiodont (alacsony koronájú és hosszú gyökerű) fogazata és vékony, futásra alkalmas lábai (Guérin, 1980; Mazza, 1988) arra utalnak, hogy ez a faj a ma élő fekete orrszarvúhoz hasonlóan változatos erdő-borítottságú területeken, például nyílt bozóttal kevert fás területeken, kisebb erdők szegélyén élhetett, ahol levelekkel,

cserjékkel, hajtásokkal táplálkozhatott (Guérin, 1980; Mazza, 1988; Fortelius et al., 1993). A *Dicerorhinus megarhinus*ról nem sok ökológiai információ áll rendelkezésre, viszont, mivel felépítése és fogazata a többi vizsgált orrszarvú fajhoz viszonylag hasonló volt (Pandolfi, 2013), ezekhez hasonlóan szintén lombevő vagy kevert táplálkozású lehetett. A többi faj közül, melyekből csak kevesebb minta áll rendelkezésünkre, a *Mammuthus borsoni* az *A. arvernensis*hez hasonlóan döntően lombevő volt, míg a *Mammuthus meridionalis* kevert táplálkozású (Rivals et al., 2015, Saarinen és Lister, 2016). Saarinen és Lister (2016) a Nagy-Britannia területén élő ormányos fajok ökológiáját vizsgálta a pliocén és pleisztocén során, ehhez a közepes méretű fogkopásnyomok (mesowear) szögeinek különbségeire épülő módszert alkalmazta. A módszer lényege, hogy lomb vagy egyéb lágyszárú fogyasztása esetén a fogak kevésbé kopnak, így a közepes méretű fogkopásnyomok szöge kisebb, míg a fűfélék fogyasztása erőteljesebb kopást, nagyobb kopási szögeket okoz. A módszer tehát kifejezetten a fűfélék fogyasztásának arányát méri, nem általánosságban indikálja a vegetáció nyíltságát (nyílt területeken is élhetnek nem fűféle lágyszárúak is és mozaikos területeken is élhetnek kizárólag legelő állatfajok). A vizsgálatok során az *A. arvernensis* fogak lelőhelyenként különböző kopási szögeket mutattak. Egyik lelőhelyen tisztán lombevésre (a fűfélék a táplálkozás kevesebb, mint 10%-át adják), míg egy másik lelőhelyen kevert táplálkozásra utaltak (a fűfélék aránya 10–90% között), bár erről a lelőhelyről csak két mintát vizsgáltak. Az olyan lelőhelyeken, ahol több ormányos faj is előfordult, a különböző fajok értékei szignifikánsan különböztek. Ez arra utal, hogy ilyen helyzetben niche szegregáció alakult ki a fajok között. Amikor az összes ormányos faj átlagértékét vizsgálták egy lelőhelyen, vagy az egyes fajok átlagértékeit vizsgálták különböző lelőhelyeken, az átlagértékek szignifikáns korrelációt mutattak a fűfélék – pollenek alapján rekonstruált – %-os minimum és maximum arányaival a növényzetben. Ez azt mutatja, hogy a fajok közötti ökológiai eltérések, táplálkozási preferenciák és adaptációk különbségei ellenére az ormányosok táplálkozása flexibilis volt és a környezethez alkalmazkodva nagyobb arányban fogyasztottak fűféléket, ahol azok nagyobb arányban voltak jelen a növényzetben (Saarinen és Lister, 2016). Ez a flexibilitás a jelenben is megfigyelhető az afrikai elefánt (*Loxodonta africana*) esetén, mely erdős területeken teljes mértékben lombevő, míg nyílt szavannákon kevert táplálkozású (Cerling et al., 1999). Guarda et al. (2018) szintén arra a megállapításra jutott egy dél-amerikai ormányosfajt vizsgálva, hogy az

különböző élőhelyeken is élhetett, táplálkozása flexibilisen alkalmazkodott a környezeti lehetőségekhez.

A paleontológiai megfigyelésekkel összhangban vannak saját eredményeim is. Bár a $\delta^{13}\text{C}$ átlagértékekre többféle környezeti tényező hat, mivel a modern, C_3 vegetációt fogyasztó ormányosok és orrszarvú félék bioapatit $\delta^{13}\text{C}$ értékei -20 és -8% közöttiek -13% és -12% körüli átlaggal, (Kohn és Cerling, 2002; Kohn, 2010; Arppe et al., 2011) és az általam vizsgált fajok átlagértékei is ehhez hasonlóak, ez azt is mutatja, hogy a vizsgált fajok táplálkozása hasonló lehetett a modern orrszarvú félékhez és ormányosokhoz. A különböző területekről és korszakokból származó minták összehasonlítása során sok esetben találtam szignifikáns különbségeket, míg, ha a különböző fajok átlagértékeit hasonlítottam össze, ezek hasonlóak voltak egymáshoz, szignifikáns különbségek nélkül.

A paleontológiai megfigyeléseket és a saját eredményeimet összegezve azt lehet megállapítani, hogy az általam vizsgált összes faj kevert táplálkozású vagy lombevő volt, erdős és részben nyílt területeken élhetett. A fajok táplálkozása adaptívan követhette a környezeti változásokat, a $\delta^{13}\text{C}$ értékeik ezért jól reprezentálhatják a vegetáció átlagértékeit. Ettől függetlenül a környezeti hatásoknál kisebb mértékben a vizsgált fajok ökológiájának és táplálékpreferenciájának különbségei is megjelenhetnek a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben. Saját eredményeim közül például a legalacsonyabb érték ($-16,3\%$) egy *Anancus arvernensis* mintához kapcsolódik, ami tisztán lombevésre, zárt erdei környezetre utal, míg a legmagasabb értékek között szereplő *Mammuthus meridionalis* $-9,2\%$ -es értéke a többi fajhoz képest nyíltabb élőhelyet vagy a fűfélék nagyobb arányú fogyasztását indikálja. A két minta értékei valószínűleg az adott korszak és régió klímájára utalnak, de az értékek összhangban vannak az *Anancus arvernensis*-sel és *Mammuthus meridionalis*-sak kapcsolatos paleontológiai megfigyelésekkel is.

Mivel feltételezhetjük, hogy a mért $\delta^{13}\text{C}$ értékek a vegetáció átlagértékeit reprezentálják, ez alapján a növényzet tér és időbeli változásait nyomon lehet követni. Ha a mért izotóp értékekből egyesével kiszámoljuk a növényzet modern ekvivalens értékeit ($\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$) ezek $-30,7\%$ és $-23,7\%$ között szórnak. Ez alapján egyértelmű, hogy a vizsgált állatfajok kizárólag C_3 -as növényzetet fogyasztottak. Ez az eredmény összhangban van az eddigi tanulmányokkal, melyek azt mutatják, hogy a C_4 -es növények a pliocénben és a pleisztocénben a késő pleisztocénig alapvetően hiányoztak Európából (Kürschner, 2010). Bár élhettek egyes C_4 -es sás fajok már a pliocén végén is, legközelebbi recens rokonaik (*Cyperus glomeratus*) arra engednek következtetni, hogy

ezek elterjedése főleg a folyó menti térségek zavart területeire korlátozódott, és nincs elegendő adat a gyakoriságukra, vagy fontosságukra, mint esetleges emlős táplálékforrás (Irace et al., 2015; Mishra et al., 2015). A C₃-as vegetáció $\delta^{13}\text{C}$ értékeit meghatározó számos környezeti tényező hatásait nem lehet teljes mértékben szétválasztani. A nagyon alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékek utalhatnak például nagyon magas éves csapadékmennyiségre, magas páratartalomra, zárt lombkoronájú erdőkre, és az is lehetséges, hogy ezek együttes jelenléte befolyásolta az értékeket. A növényzeti rekonstrukcióhoz a Domingo et al. (2013) munkájában alkalmazott növényzeti kategóriákat vettem alapul. E szerint a -30‰ alatti $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$ értékek zárt lombkoronájú erdőkre utalnak. A -30‰ és -25‰ közötti értékek általánosan közepes csapadékelátottságra utalnak, ami többféle növényzetet jelenthet. A növényzet lehet részben nyílt lombkoronájú fás társulás, ahol az aljnövényzet több fényt kap, és dúsabb, mint a zárt erdőkben. Angolul ezeket a társulásokat egységesen a woodland szóval írják le, ami nagyrészt megfelel a nyílt lombkoronájú erdőknek, vagy ligetes élőhelyeknek. A -30‰ és -25‰ közötti $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$ értékek ezen kívül utalhatnak a jó és közepes vízellátottságú (mezikus) gyeptársulásokra is. A -25‰ és -22‰ közötti értékek vízstresszre utalnak, ami jelenthet még nyíltabb fás társulásokat, ahol a fák lombkoronájának aránya alacsony, és nagyon fejlett a cserjeszint is, vagy szárazságtűrő (xerofil, vagy xerikus) gyepeket. Az előbbi kategóriát angolul open woodland-nak nevezik, ennek magyarul nincs pontos egyszavas megfelelője. A -22‰ feletti értékek utalnának a C₄-es típusú növényzet jelenlétére, bár ilyen érték nincs az adatbázisomban.

Az összes számolt növényzeti érték közül összesen három érték alacsonyabb, mint -30‰ és öt db érték magasabb, mint -25‰ . Az értékek legnagyobb része, 93%-a tehát a -30‰ és -25‰ közötti tartományba esik. Ez alapján a vizsgált korszakokban és területeken a leggyakoribb vegetáció a nyílt lombkoronájú erdő vagy mezikus gyepek lehetett. Bár alkategóriák nincsenek megállapítva ezen a kategórián belül, a -30‰ -hez közelebbi értékek zártabb vegetációra, / csapadékosabb klímára, a -25‰ -hez közeli értékek nyíltabb vegetációra / szárazabb klímára utalnak.

Kohn (2010), a vegetáció $\delta^{13}\text{C}$ értékei és az éves átlagos csapadékmennyiség (MAP, mean annual precipitation) korrelációja alapján egy egyenletet dolgozott ki, amely alapján az utóbbi megbecsülhető (**3. táblázat, 3. egyenlet**). A tengerszint feletti magasságnak elhanyagolható hatása van az egyenlet végeredményére, így nem kell figyelembe venni a különböző területek magasság változásait, például az Appenninek emelkedését a pliocén és pleisztocén során (Balestrieri et al., 2003, Bartolini 2003). Az

összes minta esetén 150 m tengerszint feletti magasságot helyettesítettem az egyenletbe. Ugyanígy elhanyagolható hatása van a földrajzi szélesség kisebb változásainak, a minták térbeli eloszlásának megfelelően a szélességet egész fokokra kerekítve helyettesítettem be (42° és 47° között). A számolt csapadék értékeket fenntartásokkal kell kezelni, mivel a vegetáció $\delta^{13}\text{C}$ értékei és a MAP közötti korreláció gyenge. A 2σ hiba értéke 500 mm feletti MAP esetén a számolt érték ~50%-a, és ennél kisebb csapadék értékek esetén sem csökken 120 mm alá (Kohn és McKay, 2012). A csapadék egyenlet a vegetációs kategóriákkal sincs minden esetben összhangban. A vegetációs kategóriák esetén a -25‰ és -22‰ közötti értékek bár száraz környezetre, de még tisztán C₃-as növényzetre utalnak, míg a csapadék egyenlet 0 mm/év-hez közeli vagy negatív értékeket ad az éves csapadékmennyiségre. A negatív értékek természetesen nem reálisak, és a 0 mm/év-hez közeli értékek is alulbecslik az éves átlagos csapadékmennyiséget. A skála másik végén, a -30‰ alatti $\delta^{13}\text{C}$ (és 2500 mm/év feletti számolt csapadék) értékek esetén a számolások eredményét valószínűleg a lombkorona-hatás torzítja. Zárt erdőkben ez csökkenti az állatok által fogyasztott aljnövényzet $\delta^{13}\text{C}$ értékeit, így a számolt csapadékértékek a valós értékeknél magasabbak lesznek. A -30‰ közeli értékek is nagyon magas, 2000–2500 mm/év átlagos csapadékértékeket adnak, lehetséges, hogy a lombkorona-hatás már ezen értékek esetén is érvényesül. A valóságban a növényzet zártsága és az éves csapadékmennyiségek között általában van korreláció, de a kettő közti kapcsolatot számos más hatás bonyolítja. A növényzet zártsága egyrészt függ a hőmérséklettől és a csapadék éves eloszlásától is, emellett a növényzetet maguk a nagyemlősök is jelentősen befolyásolhatják. A nagyemlősök jelenlétükkel általában a nyílt területek és a lágyszárúak terjedését segítik elő a fás élőhelyek rovására. A fás növényzet megújulását legelésükkel, taposásukkal akadályozzák, a fák rügyeit lerágják, a facsetéket kitépik. A nagyemlősök jelenléte esetén ezért olyan területeken is kialakulhat részben nyílt, mozaikos növényzet, ahol a klíma a zárt erdők kialakulásának kedvezne (Bakker et al., 2015; Doughty et al., 2016). Jeffers et al. (2018) ugyanakkor statisztikai modelleket alkalmazva azt mutatta ki, hogy a klíma, a növény-növény kölcsönhatások és egyéb faktorok, például az erdőtüzek a nagyemlősök hatásánál nagyobb mértékben befolyásolták a növényzet összetételét és struktúráját a késő kvaterner során Nagy-Britannia területén.

A fentiek értelmében tehát nem lehet egyértelműen szétválasztani a vegetáció és az éves csapadékmennyiségek hatását a $\delta^{13}\text{C}$ értékekre. Mivel a csapadék-egyenlet egyes esetekben irreális eredményeket ad és saját eredményeim azt mutatják, hogy a

$\delta^{13}\text{C}$ értékek változásai több területen és időszakban jól követik a növényi pollenek és egyéb adatok alapján rekonstruált növényzeti változásokat, ezért a lehetséges csapadékmennyiségek számolása helyett a legtöbb esetben a lehetséges növényzeti változásokat elemeztem az eredmények értelmezése során. Egyes változások esetén megadtam az egyenlettel számolt MAP lehetséges változásának értékeit is.

5.2. Környezeti víz és a MAT változásainak becslése a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek alapján

Az éves középhőmérséklet (MAT) becslése a mért oxigén izotóp értékek ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) alapján két korreláción alapul. Az első a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ és az elfogyasztott környezeti víz $\delta^{18}\text{O}$ értékei ($\delta^{18}\text{O}_v$) közötti összefüggés, míg a második a $\delta^{18}\text{O}_v$ értékek és a MAT közötti korreláció. Mindkét lépés tartalmaz bizonytalanságokat és mindkét lépésben feltételezésekkel kell élnünk. Többféle egyenlet létezik, ami a fogból mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ és az elfogyasztott ivóvíz összetétele közötti kapcsolatot adja meg. Mivel több kutatás azt találta, hogy a legtöbb melegvérű gerinces faj izotóp értékei hasonló mértékben térnek el az állat által fogyasztott ivóvíz izotóparányaitól, ezért vannak általános, sok faj izotóparány mérésein alapuló egyenletek. Mivel azonban valamilyen mértékben az állat fiziológiája is befolyásolhatja az összefüggést, egy-egy fajra, vagy állatcsoportra vonatkozó specifikus egyenletek is léteznek. Az általános egyenletek előnye, hogy sokkal nagyobb adatbázisra épülnek, így például egy-egy kiugró adat nem torzítja az összefüggést, a fajspecifikus egyenletek ennek ellenére is lehetnek pontosabbak, ha az adott fajt vizsgáljuk. A második, a környezeti víz és a MAT közötti összefüggés esetén több a bizonytalanság és a MAT számolásához két feltételezést is kell tenni. Az első, hogy az állat által fogyasztott környezeti víz ($\delta^{18}\text{O}_v$) a lokális átlagcsapadék összetételét reprezentálja ($\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$). A második, hogy $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és a MAT között szoros összefüggés áll fenn a területen. Az első feltételezés gyakran megállja a helyét, a $\delta^{18}\text{O}_v$ és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ közötti korreláció általában erős, viszont lehetnek olyan módosító hatások, amik eltérést okozhatnak a két érték között. A lokális éves csapadék átlagától eltérő összetételűek lehetnek például az erős evaporációnak kitett, vagy olvadékvizek által erősen befolyásolt víz rezervoárok, vagy a növények szöveteiben lévő víz, amit az állat a táplálkozásával visz be a szervezetébe (Epstein és Mayeda, 1953; Dansgaard 1964; Fricke és O'Neil, 1996; Yann et al., 2013).

A párolgás emelheti a tavak, folyók $\delta^{18}\text{O}$ értékeit, erős párolgás esetén ezért az ivóvíz összetétele a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ -nál magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékű lehet. Ha egy területen a klíma

változásai során együtt változott a hőmérséklet és a humiditás, a számolt MAT változások alul vagy felülbecsülhetik a valódi változásokat. Jelen munkában a $\delta^{13}\text{C}$ értékek legtöbb esetben átlagosan nedves klímára utalnak és a változások mértéke és legtöbb időbeli átmenetben a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekkel ellentétes irányban változtak. A két mért érték ellenétes változása a melegebb / nedvesebb és hidegebb / szárazabb klímák közötti ingadozóra utal, a legerősebb evaporációt valószínűsítő meleg és arid klímát a legtöbb esetben nem dokumentáltam. Bár a párolgás lehetséges hatásait nem tudtam kizárni, azt feltételeztem, hogy a vizsgált körülmények esetén ez nem befolyásolta jelentősen a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékeket.

Az olvadékvizek hatása az evaporációval ellentétben csökkenti a víz-rezervoárok oxigén izotóp összetételét. A legtöbb mintám medence területekről, alluviális, fluviális, fluvio-lakusztikus vagy maar környezetekből származik. Feltételezhető, hogy az állatok sok esetben a terület $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékeit általában jól közelítő patakok, folyók, tavak vizéből ihattak. Hegységek, vagy nagyobb folyók közelében viszont nem zárható ki, hogy az állatok által fogyasztott víz a lokális átlagcsapadék izotóp összetételétől szisztematikusan eltérhetett. Ezen lehetőség elemzésére a továbbiakban visszatérek.

Az állatok táplálkozása is befolyásolja az állat oxigén izotóp összetételét. Az erdőben élő, faleveleket, hajtásokat, gyümölcsöket is fogyasztó lombevő fajok vízfelvételének nagyobb arányát adja a vízhez képest ^{18}O -ban dúsult növényi táplálék. A lombevő fajok ezért azonos klímán is mutathatnak valamivel magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket, mint a kizárólagosan legelő állatok (Tütken et al., 2013; Kohn 1996). Mivel az általam vizsgált fajok között nem voltak kizárólagosan legelő fajok, és az időbeli növényzeti változások sem voltak szélsőségesek, így azt valószínűsíthetjük, hogy az esetleges táplálkozásbeli különbségek nem okozhattak jelentős változást a mért $\delta^{18}\text{O}$ értékekben.

A MAT számolásához szükséges második feltételezés, hogy a lokális csapadékvíz összetétele és a MAT között szoros összefüggés áll fenn. Bár a korreláció több esetben megfelelő, a szélességi, magassági, mennyiségi hatások és a kontinentalitás mértéke is befolyásolja az összefüggést (lásd: elméleti alapok bekezdés). A lokális csapadék izotóp összetétele és a MAT közötti jelenkori kapcsolatot a nemzetközi atomenergia ügynökség (International Atomic Energy Agency, IAEA) és a meteorológiai világszervezet (World Meteorological Organization, WMO) a csapadék izotóp összetételét is mérő meteorológiai állomások adatsorai (Global Network of Isotopes in Precipitation, GNIP) alapján alkotott egyenletek adják meg. Az adatsorok alapján

különböző egyenleteket lehet alkotni. Léteznek lokális egyenletek, melyek egy állomás adatsorait használják fel, és regionális, globális egyenletek, melyek sok mérőállomás adatsorain alapulnak. A regionális és globális egyenletek előnye, hogy jobban reprezentálnak egy átlagos mérsékelt övi klímát, ezért a különböző korszakok közötti klímaváltozások is kevésbé hatnak ezekre. A lokális egyenletek viszont egyes területekre pontosabb eredményt adhatnak, főleg olyan területeken, ahol a lokális klíma a meghatározó, például szigeteken, hegyvidéki területeken. Ahol a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és a MAT közötti korreláció gyenge, ott a felhasznált adatbázis (például éves vagy havi átlagértékek) és a regresszió típusa is fontos befolyásoló tényezővé válik és jelentősen befolyásolhatja a paleoklimatológiai értelmezést (Pryor et al., 2014; Skrzypek et al., 2016). A MAT és a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ adatsorok alapján többféleképp lehet regressziós egyenleteket alkotni. Mivel az összefüggésben a hőmérsékletet tekintik független változónak, ezért ez szerepel az x tengelyen és a regressziós egyenletet a következőképp lehet felírni: $y = ax + b$, ahol az y a csapadék oxigénizotóp összetétele, x a hőmérséklet, a az egyenes meredeksége és b az egyenes tengelymetszete. Mivel a paleohőmérsékletek rekonstruálásához x értékét kell kiszámolni, vagy át kell alakítani az egyenletet $x = (y - b) / a$ alakra, vagy meg kell cserélni a tengelyeket és az új adatsorok alapján egy új egyenletet alkotni, melynek egyenlete $x = cy + d$, ahol c és d az új egyenes meredeksége és tengelymetszete lesz. Az első módszert inverz regressziónak, a másodikat transzponált regressziónak nevezik. Mivel az eredeti regresszió átalakítása adja meg a valós ok-okozati összefüggést, ezért és egyéb elméleti és matematikai megfontolások miatt Pryor et al. (2014) az inverz regressziót ajánlja az egyenletalkotáshoz. Skrzypek et al. (2016) ugyanakkor gyakorlati példákkal mutatja meg, hogy a transzponált regressziós módszer a legtöbb esetben a valódi hőmérsékletekhez közelebbi eredményt ad, mint az inverz regressziós módszer. A legkisebb négyzetek módszerén kívül más megoldások is vannak az egyenlet-alkotáshoz, melyek figyelembe veszik az x és y adatsorok hibáját is, bár végeredményben ezek sem adnak pontosabb eredményeket, mint a fent említett két módszer. Napjainkban nincs egyetértés abban, hogy melyik regressziós módszerrel lehetne a paleohőmérsékleteket a legpontosabban rekonstruálni (lásd Pryor et al., 2014 vs. Skrzypek et al., 2016).

A számos bizonytalanság miatt jelen munkában nem tettem kísérletet az abszolút hőmérsékletek rekonstruálására, e helyett az egyes idő és térbeli hőmérséklet különbségek mértékét becsültem meg. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek alapján több különböző egyenlettel számoltam ki a lehetséges csapadékvíz, majd ebből szintén többféle

egyenlettel a lehetséges hőmérséklet-változásokat. Így a változások mértékére egy skálát kaptam, a legalacsonyabb és legmagasabb meredekségű regressziós egyenest adó egyenletekkel számolva megkaptam a lehetséges változások szélsőértékeit. Az alkalmazott egyenleteket a **3. táblázatban** foglaltam össze. Az első lépés során ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$; $\delta^{18}\text{O}_v$) különböző általános egyenleteket (Kohn, 1996; Kohn és Cerling 2002; Amiot et al., 2004) használtam. A második lépésben ($\delta^{18}\text{O}_v$; MAT) regionális és globális egyenleteket alkalmaztam: két Európára vonatkozó egyenletet (Pryor et al., 2014; Skrzypek et al., 2016) és két globális egyenletet (Dansgaard, 1964; Amiot et al., 2004). Ezen kívül Skrzypek et al. (2016) munkájában megtalálható Olasz GNIP állomások adatsorai alapján egy új egyenletet is alkottam Olaszország területére. (**3. táblázat 8. egyenlet**). Ez esetben a regressziós egyenes R^2 értéke alacsony, viszont az egyenes meredeksége nagyon hasonló a regionális és globális egyenletek meredekségéhez. Az Észak- és Közép-Olaszország területére külön alkotott regionális egyenletek szintén hasonló meredekségeket adtak, ezeket nem tüntettem fel a táblázatban.

5.3. Környezeti és klíma rekonstrukciók

5.3.1 Környezeti és klíma rekonstrukció Délkelet-Franciaország területén

Az MN14-15 biozónákból összesen egy lelőhelyről két minta származik. Az egyik minta $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredményei nem sokkal térnek el a későbbi biozónákból származó minták eredményeitől, a másik minta $\delta^{18}\text{O}$ értéke kiugróan magas, az egyik legmagasabb a mért adataim között ($\delta^{18}\text{O} = 18,7\text{‰}$). A minták a Földközi-tenger közvetlen közeléből, Montpellier-ből származnak. Tengerparthoz közeli területeken a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékei általában magasabbak, mint a tengertől távolabbi szárazföldi területeken, így elképzelhető, hogy a MAT hatásán kívül ez is egy befolyásoló tényező volt a minták magas $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek kialakulásában. Ezt a feltételezést természetesen csak több minta eredményei alapján lehetne tovább vizsgálni.

Az MN16 és MN17-es biozónákból több lelőhelyről számos minta származik, így az eredményeket fel lehet használni a környezeti rekonstrukcióhoz. A különböző lelőhelyek $\delta^{13}\text{C}$ átlagértékei egymáshoz hasonlóak, a nyílt lombkoroájú erdők / mezikus gyepek vegetációs kategóriába esnek. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek viszonylag magasak, így az átlagértékek közel állnak, és egyes minták értékei át is lépnek a következő növényzeti

kategóriába, ami nyílt fás társulásokat / szárazságtűrő gyepeket jelent. Az egyik nyíltabb vegetációra utaló érték a Chilhac lelőhelyről származó *Mammuthus meridionalis* mintától származik. Mivel a lelőhelyről származó *A. arvernensis* és *S. etruscus* értékei ennél alacsonyabbak, így elképzelhető, hogy ez esetben a *Mammuthus meridionalis* magasabb értéke nem az átlagosan szárazabb klímára utal, hanem tükrözi a *Mammuthus meridionalis* eltérő táplálkozását is. Ez a faj a másik két fajnál nagyobb arányban legelhetett fűféléket, nyíltabb mikrokörnyezetekben élhetett. A legelés nagyobb arányát a faj fogazata és fogkopásnyomai is alátámasztják (Rivals et al., 2015, Saarinen és Lister, 2016).

A három jelentős MN16 és MN17 biozónákba tartozó lelőhely (Chilhac, n = 4; Vialette, n = 9; Seneze, n = 7) kora pontosan meghatározott, így a lelőhelyek alapján időbeli összehasonlításra is van lehetőség (7. ábra). Vialette lelőhely idősebb ($3,14 \pm 0,06$ Ma, Lacombe et al., 2008), mint Chilhac és Seneze lelőhelyek (2,47–1,8 Ma, Boivin et al., 2010; ~2,2 Ma, Nomade et al., 2014). A lelőhelyekről származó minták nagyon hasonló $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei arra utalnak, hogy a térségben a klíma hasonló lehetett a vizsgált korszakokban. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek egységesen a nyílt lombkoronájú erdőkre / mezikus/mezofil gyepekre utalnak. A három különböző korú lelőhely hasonló eredményei részben ellentmondanak a modellek és klímára utaló irodalmi adatok alapján nagyobb skálán és regionálisan rekonstruált környezeti változásoknak, ezek ugyanis nedvesebb környezetet jeleznek az MN16 biozónában és szárazodásra utalnak az MN17 során. Globális modellek a közép-piacenzai melegperiódus alatt (3,26–3,025 Ma), a mainál 2–3 °C-al melegebb klímát és a jelenleginél több csapadékot, zárt erdőket jeleznek Nyugat-Európára és Európa legnagyobb részére (Dowsett et al., 1996, 2010, 2013; Hill et al., 2011; Salzmann et al., 2011; Haywood et al., 2013). Bár a maihoz hasonló, vagy annál szárazabb klímájú délnyugat-mediterrán és a mainál melegebb és nedvesebb klímájú nyugat-európai térség határa körüli területeken a paleoklíma-modellek nem adnak egységes eredményeket (Jost et al., 2009), ezért elképzelhető lenne, hogy a Francia-középhegység területén már az MN16 biozóna során is a későbbi korszakokhoz hasonló lehetett a hőmérséklet és csapadékmennyiség. Ugyanakkor több adat utal arra, hogy a klíma szárazodása ebben a térségben is csak a pliocén–pleisztocén határ (2,6 Ma) körül kezdődött. Erre utal a legelő nagyemlős fajok megjelenése (*Equus stenorhinus* megjelenése, $2,60 \pm 0,02$ Ma) és gyors elterjedése 2,6 Ma és 2,4 Ma között (Nomade et al., 2014). A 2,6 Ma és 2 Ma közötti korszakokra rekonstruált szárazabb környezet, a sztyepp és nyílt erdőssztyepp váltakozásaiból álló

mozaikos növényzet (Guérin et al., 2004) már viszonylag hasonló vegetációt jelenthet, mint amire saját eredményeim utalnak, az ellentmondás inkább az idősebb Vialette lelőhely esetén jelentkezhet, aminek okára nem tudtam további feltételezéseket tenni.

A vizsgált lelőhelyeken az oxigénizotóp értékek is egységesek. Seneze lelőhely átlagértéke ugyan enyhén magasabb, mint Vialette és Chilhac értékei, de a különbség nem szignifikáns. Az átlagértékek alapján számolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek -9‰ és -10‰ közöttiek. A lelőhelyek viszonylagos közelségében található Orgnac / Chauvet barlang meteorológiai állomás adatai alapján a jelenkori $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek -6‰ és -8‰ közöttiek ($-6,6\text{‰}$ -es átlagértékkel) és a MAT $13\text{--}15^\circ\text{C}$ közötti (átlagérték: $14,1^\circ\text{C}$), ugyanakkor Európa és Franciaország legtöbb területével ellentétben, ezen a mérőállomáson nem találtak korrelációt a két paraméter között (Genty et al., 2014). A vizsgált 2001 és 2011 közötti időszakban a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$, és a hőmérséklet értékek egymástól függetlenül változtak, akár éves, akár havi, akár a csapadékmennyiséggel súlyozott átlagértékeket vizsgáltak. Ennek oka az lehet, hogy a területen a csapadék éves eloszlása nagyon egyenetlen, egyszerre érvényesülhet az atlanti és mediterrán légáramlatok hatása, és a nagyobb téli és nyári viharok csapadékainak egyedi izotóp értékei is lehetnek. A korreláció hiánya miatt a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek változásaiból ezért nem lehet a hőmérsékletváltozások mértékét megbecsülni a területen. Ha azt feltételezzük, hogy a jelenlegi kapcsolat hiánya ellenére a nagyobb skálájú időbeli változások során a csapadékvíz izotóp-összetételek és a hőmérsékletek együtt mozogtak a területen, az európai és globális $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ -MAT modellekkel számolva (többek között Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993) a jelenleginél $2,1\text{--}3,7\text{‰}$ -el alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek alapján a jelenleginél $3\text{--}7,5^\circ\text{C}$ -al alacsonyabb MAT értékeket kapunk. Vialette lelőhelyen (MN16) a jelenleginél inkább magasabb MAT-ot várnánk, Chilhac és Seneze lelőhelyek (MN17) esetén elképzelhető a jelenlegihez közeli vagy annál néhány fokkal alacsonyabb érték is, a $3\text{--}7,5^\circ\text{C}$ -al alacsonyabb MAT viszont ellentmond a klímára utaló egyéb adatok és modellek eredményeinek. Ezek alapján az tűnik valószínűnek, hogy a térségben a hosszabb távú $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ változások sem feltétlenül a MAT változásokra utalnak. Mivel a területre hulló csapadék izotóp-összetételét különböző eredetű légtömegek határozzák meg, azt viszont feltételezhetjük, hogy a területen a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek érzékenyen reagálnak a ciklonpályák változásaira is a klímaváltozások során. A mért értékeink egymáshoz való hasonlósága és a jelenlegitől való eltérése így azt is jelentheti, hogy a vizsgált időszakokban ($3,1$ és ~ 2 Ma között) a ciklonpályák és a különböző – például az atlanti és mediterrán –

eredetű légtömegek arányai egymáshoz hasonlóak lehettek, míg a jelenlegitől eltérhettek.

A **4. táblázatban** láthatóak a különböző irodalmi adatok és az izotóp eredmények alapján rekonstruált növényzetek és hőmérsékleti értékek.

| kor (Ma) | 5,2 - 3,2 | 3,2 - 2,5 | 2,5 - 1,8 | jelen | ref. |
|--|---|--|---|--|------|
| MN biozóna | MN14-15 (Montpellier) | MN16 (Viallette) | MN17 (Seneze, Chilhac) | | |
| $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és MAT ($^{\circ}\text{C}$) változások, saját eredmények | magas $\delta^{18}\text{O}$, magas MAT és / vagy tengerparti $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ | MN14-15-nél és jelenleginél 1 ‰-2 ‰-el alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ | MN16 biozónával azonos $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és MAT | MAT: 13 – 15 $^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$: -6 ‰ - -8 ‰ | 1 |
| vegetáció, saját eredmények | erdősztyepp - mezikus gyepp | erdősztyepp - mezikus gyepp, közel a nyílt területek értékeihez | erdősztyepp - mezikus gyepp, közel a nyílt területek értékeihez (egy minta nyílt éőhelyre utal) | | |
| környezet, vegetáció, paleofauna | | legelő állatok megjelenése (<i>Equus stenonis</i>) | legelő állatok gyors elterjedése, sztyepp - erdősztyepp mozaikos környezet | | 2, 3 |
| MAP (mm) saját eredmények | 1080 | 700 | 700 | 850 | 1 |

4. táblázat. Izotóp eredmények összehasonlítása különböző klímára utaló adatokkal Délkelet-Franciaország területén, Hivatkozások: 1) Genty et al., 2014; 2) Nomade et al., 2014; 3) Guerrin et al., 2014

5.3.2. A klíma és környezet időbeli változásai Észak-Olaszország területén

A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek időbeli változásait Észak-Olaszország területén a **8. ábra** mutatja. A kora-pliocén korú minták $\delta^{13}\text{C}$ értékei viszonylag alacsonyak. Az értékek magas éves csapadékértékekre, magas páratartalomra és / vagy viszonylag zárt növényzetre utalnak. Az értékek a nyílt erdők / mezikus gyepek vegetációs kategóriába esnek, de közelebb vannak a zárt erdők kategóriájához, mint a nyílt fás társulások / xerofil gyepek kategóriához. Így feltételezhető, hogy ha nem is alakult ki mindenhol zárt lombkorona, a vegetációban a zártabb, fás növényzet dominált. Az átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján számolt csapadék értékek 1800±900 mm körüli csapadékot adnának, ami a korábban említett lombkorona-hatás miatt a valós csapadékmennyiség felülbecslése is lehet. A saját eredményeim alapján valószínűsített viszonylag zárt vegetáció elég jól egyezik a számos lelőhelyen végzett pollen elemzések eredményeivel is. Az észak-olaszországi Stirone lelőhely pollenanalízisei zárt erdőkre utalnak a zanclai során 1000 mm-nél magasabb éves átlagos csapadékösszeggel (Bertini, 2001; 2010). A klíma-amplitúdó módszerrel elemzett adatok alapján a MAP 1100 mm és 1500–1600 mm közötti lehetett, 1200–1300 mm legvalószínűbb értékkel, miközben a relatív páratartalom is nagyon magas volt (Fauquette és Bertini, 2003).

A mért $\delta^{18}\text{O}$ adatok elemzése előtt a modern kori csapadékvíz oxigén-izotóp eloszlásáról is képet kell kapnunk. A csapadékvíz oxigénizotóp összetételét számos tényező befolyásolja, ezért komplex térbeli mintázatot mutat Olaszország területén. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek –5‰ és –12‰ közöttiek, térbeli eloszlásukra hat a tengerektől való távolság, az Appenninek és Alpok hegyláncai, ezen kívül a különböző eredetű légtömegek páratartalmának $\delta^{18}\text{O}$ értékei is eltérőek lehetnek. Longinelli és Selmo (2003) azt találták, hogy a korreláció a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és az átlagos havi hőmérsékletek között elég alacsony. A jelentős földrajzi szélesség-különbség ellenére nem találtak gradienst a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékekben a Tírrén partoktól és Szicíliától az Olasz-Francia határig. Bár a csapadékvíz izotóp-összetételében 4–5‰ –es, a MAT-ban 6–7 °C-os térbeli különbségek vannak és ezek a különbségek sok esetben térben egybeesnek, Olaszország komplex topográfiája miatt ez nem egy egyszerű észak-dél gradienst jelent. Giustini et al. (2016)

újabb vizsgálatai megerősítették Longinelli és Selmo (2003) megfigyeléseit, emellett az általuk vázolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ eloszlás térképet jelentősen pontosították.

Az általam mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek átlagából számolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ érték -10% körüli lenne Észak-Olaszország esetén a kora-pliocénben. Bár az elméleti részben vázolt bizonytalanságok miatt a méréseim alapján nem próbáltam rekonstruálni az abszolút hőmérséklet értékeket, a térségben a jelenlegi $6-9\%$ körüli $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek alapján azt lehet mondani, hogy eredményeim a jelenleginél jóval alacsonyabb hőmérsékleti értékeket jeleznek. Ez ellentmond a legtöbb klímára utaló adatnak és klímamodellnek, melyek a mainál melegebb klímát indikálnak a kora-pliocén során. A már fent említett Stirone lelőhelyen pollenek alapján rekonstruált éves középhőmérsékletek $16\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ közötti értékeket adtak $17-19\text{ }^{\circ}\text{C}$ legvalószínűbb értékekkel, miközben a jelenkori értékek a területen $13-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ közöttiek.

Viszonylag sok olyan minta származik Észak-Olaszország területéről, amiket be tudtam sorolni az MN16 és az MN17 biozónába, ezért ezeket tudtam külön vizsgálni (annak ellenére, hogy egyes minták korában vannak bizonytalanságok). Az MN16 biozónában a $\delta^{13}\text{C}$ értékek megegyeznek az MN14-15 biozónák értékeivel, míg az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek enyhén magasabbak. Ez utalhat az MPWP korszak meleg és humid klímájára. A pollen adatok az erdők folyamatos jelenlétére utalnak, a humid klímát így megerősítik, a hőmérsékletek tekintetében viszont már a piacenzai korszaktól kezdve (tehát már az MN16 biozónában is) csökkenést indikálnak a kora-pliocénhez képest. Észak-Olaszország vegetációja és a klímája ekkor már nem a Nyugat-mediterrán területekéhez, hanem a közép-európaihoz hasonlíthatott jobban (Fauquette és Bertini, 2003). A mediterrán növények gyengén reprezentáltak a pollen adatok között és teljesen hiányoznak a makrofossziliák közül (Martinetto, 2015 és Martinetto nem publikált adatai).

Az MN17 biozónában a mért $\delta^{13}\text{C}$ értékek szignifikánsan emelkednek, az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek csökkennek, bár ez a csökkenés nem szignifikáns. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek erőteljes emelkedése a terület jelentős szárazodására, és / vagy a vegetáció nyíltabbá válására utal. Ha az értékek 1.9% -os emelkedését kizárólag az éves átlagos csapadékösszeg változásának tulajdonítanánk, ez $1250 \pm 630\text{ mm/év}$ csapadékösszeg csökkenésnek felelne meg a Kohn (2010) által alkotott egyenlettel számolva. Az egyenlet szerint tehát a MAP $1800 \pm 900\text{ mm/év}$ -ről $550 \pm 500\text{ mm/év}$ -re csökkenne. Az MN16 és MN17 biozóna határán 2,6 millió évvel ezelőtt kezdődött az északi félteke eljegesedése, így a mért értékek valószínűleg a terület ehhez kapcsolódó lehülését és szárazodását tükrözik.

A pollen adatok (Stirone lelőhely adatai) ebben az időszakban egy hidegebb típusú erdő (*Picea* és *Fagus* fajok) elterjedésére utalnak, tehát, bár a klíma hűvösebbé és szárazabbá vált, nyílt vegetáció az MN17 biozónában sem alakult ki Észak-Olaszország területén.

Az MN18-as biozónából csak három minta állt rendelkezésre Észak-Olaszország területéről, így a további időbeli változásokat nem lehet részletesen elemezni. A minták átlag $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értéke az MN17 biozónából származó mintákkal megegyezik, a $\delta^{13}\text{C}$ érték ennél magasabb. A hőmérsékletben tehát nem lehet változást kimutatni, míg a magas átlag $\delta^{13}\text{C}$ érték további szárazodásra utal. A három minta átlagértékét leginkább a Leffe lelőhelyről származó minta emeli, ez mutatja a legmagasabb $\delta^{13}\text{C}$ értéket az egész adatbázisban. A modern ekvivalens vegetáció $-23,7\text{‰}$ -es $\delta^{13}\text{C}$ értéke nyílt fás társulásokra, xerofil gyepekre utal. Leffe lelőhely üledékeinek elemzésével egy tavi medence szukcesszióját lehet végigkövetni. A körülbelül 1,8 Ma-tól 1,1 Ma-ig terjedő időszakban a növényi és állati maradványok számos környezeti változást rögzítettek. A növényzet a meleg-mérsékelt övi elegyes erdőtől, a túlevelű erdőkön át, a nyílt xerofil társulásokig és ritkás nyírfacsoportokkal jellemezhető sztyeppig változott (Ravazzi et al., 2009). Bár a lelőhelyen talált orrszarvú fosszília (*S. etruscus* vagy *S. hundsheimensis*) kora nem pontosan meghatározott, Ravazzi et al. (2009) szerint a faj hideg-mérsékelt, részben nyílt környezetekben élhetett. Ezek a környezetek a Leffe formáció legfiatalabb részéhez és a lelőhelyen feltárt kora-pleisztocén klíma ciklusok leghidegebb szakaszához kapcsolódnak. Az általam mért magas $\delta^{13}\text{C}$ érték is ezt az értelmezést támasztja alá. Viszont, mivel csak egy vizsgált mintám van a lelőhelyről, ezt az eredményt is óvatosan kell kezelni, ugyanis egy minta esetén a szezonális hatások és az egyedek közötti különbségek is jelentősebben befolyásolhatják az eredményt.

Összefoglalva azt lehet mondani, hogy az olaszországi területeken a $\delta^{13}\text{C}$ értékek tér és időbeli változásai jó egyezést mutatnak a pollen adatokból származó információkkal, jól követik a növényzeti változásokat. Az oxigén izotópok időbeli változásai viszont nem mutatnak egységes trendet és ellentmondanak a többi klímára utaló adat és a klímamodellek eredményeinek (Dowsett et al., 1996, 2010, 2013; Fauquette et al., 1999, 2006, Bertini, 2001, 2010; Hill et al., 2011; Salzmann et al., 2011; Haywood et al., 2013). Különösen az MN14-15 biozóna értékei alacsonyok. Bár az elképzelhető lenne, hogy a zanclai végének egyes időszakaiból származó minták értékei alacsonyabbak legyenek, mint az MPWP melegperiódus során előforduló értékek, az MN18 biozóna értékeivel megegyező és a jelenkori $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékeknél alacsonyabb értékek nem tűnnek reálisnak.

Bár a térbeli különbségeket külön részben is tárgyalom, ide kapcsolódik, hogy az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek a Kárpát-medence területéről származó izotóp adatokhoz hasonlóak, míg a közép-olaszországi értékeknél minden biozóna esetén alacsonyabbak, és a különbség különösen jelentős az MN14-15 biozónában. A jelenben Észak-Olaszország Torinóhoz közeli területein, ahonnan az észak-olaszországi mintáink származnak, a csapadék izotóp értékek 1–2‰-el, a MAT 1–3 °C-al alacsonyabb, mint Közép-Olaszország legtöbb területén (Longinelli és Selmo, 2003, Combourieu-Nebout et al., 2015, Giustini et al., 2016). Az 1‰ és 2‰ körüli területi különbségek a kora-pliocén esetén is reálisak lehetnek Észak és Közép Olaszországi területek között. Az általam mért több mint 3‰-es különbség viszont nem tűnik reálisnak, így a MAT hatásán kívül egyéb befolyásoló tényezőket valószínűsítettem.

Az alacsony $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekre legvalószínűbb magyarázatnak tűnik az Alpokból érkező olvadékvizek hatása. Az olvadékvizek $\delta^{18}\text{O}$ értékei a lokális csapadék értékeihez képest alacsonyabbak, főleg a magassági hatás miatt, és mert a hópelyhek és esőcseppek képződése közben eltérő folyamatok játszódnak le, eltérő az izotóp frakcionáció mértéke is. Az úgynevezett 'eső árnyék' (rain shadow) hatás szintén befolyásolhatja a lehulló csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékeit. Az északról érkező légtömegek nedvességtartalmának nagy része az Alpok északi lejtőin kicsapódik, a maradék páratartalomban az $\delta^{18}\text{O}$ értékek jelentősen csökkennek. Ezen hatások miatt az Alpok előterében az olvadékvizekből származó patakok és folyók vize nem reprezentálja a területre hulló csapadék éves átlagos izotóppösszetételét. A jelenkori Pó folyó felsőbb szakaszainak izotóppösszetétel vizsgálatai megerősítik ezt a feltételezést. A folyó vizének átlagos $\delta^{18}\text{O}$ összetétele –12.5‰ körüli, míg a csapadék éves átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értékei –7‰ és –9‰ közöttiek a területen (Marchina et al., 2015, Longinelli és Selmo, 2003, Giustini et al., 2016). Ha az általam vizsgált állatok az olvadékvizekből táplálkozó folyókból, patakokból ittak, a fogzománc $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékeik sem reprezentálják az éves átlagos csapadék-összetételt.

Mivel a mért oxigén izotóp összetételek a szén-izotópokkal szemben nem mutatnak jelentős időbeli változásokat, a közép-olaszországi és a jelenkori adatokhoz képest is alacsonyabbak minden biozónában és az ezekből számolt értékek a többi klímára utaló adattal és klímamoddellel sincsenek összhangban, ezért valószínű, hogy az olvadékvizek befolyásoló hatása érvényesülhetett, így az értékek nem egy esetlegesen regionálisan hűvösebb éghajlatra utalnak. A kis mintaszám nem elegendő az elmélet bizonyításához, vagy cáfolásához, a térségben több korszakból több minta mérése

erősíthetné a feltételezést. Az olvadékvizek lehetséges befolyásoló hatása miatt Észak-Olaszország esetén a $\delta^{18}\text{O}$ értékek időbeli változásaiból nem lehet további következtetéseket levonni a paleohőmérsékletek változásaival kapcsolatban sem.

5.3.3. A Klíma és Környezet időbeli változásai Közép-Olaszország területén

A kora-pliocén során a $\delta^{13}\text{C}$ átlagérték nyílt erdők / mezikus gyepek vegetációs kategóriába esik, de a legtöbb minta értéke nagyon közel van, egy minta át is lép a zárt erdők kategóriájába is. Az észak-olaszországi kora-pliocén adatokhoz hasonlóan így ebben a régióban is zártabb élőhelyeket feltételezhetünk. A csapadékegyenlettel számolt 2200 ± 1100 mm körüli érték itt is a lombkorona-hatás miatti felülbecslés lehet, általánosan viszont magas csapadékértékeket lehet valószínűsíteni. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek a későbbi biozónák értékeinél magasabbak. Az átlagértékből számolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ érték a jelenkorhoz hasonló, -7‰ körüli értéket ad. Ez az érték reális is lehet, ugyanakkor figyelembe véve, hogy a legtöbb klímára utaló adat és a klímamodellek a kora-pliocénre a mainál több fokkal melegebb klímát valószínűsít, ennél az értéknél valamivel magasabb értékeket várnánk. Különösen igaz ez annak fényében, hogy a Siena környéki lelőhelyek a pliocénben tengerparti területek voltak és a tengerhez közeli területeken az $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek általában magasabbak, mint a szárazföldi területeken (Longinelli és Selmo, 2003; Giustini et al., 2016). Bár a vizsgált lelőhelyeken a befolyásoló hatás mértékét nem lehet kimutatni, vagy megbecsülni, feltételezhető, hogy a tengertől távolabbi területeken a $\delta^{18}\text{O}$ értékek a mért értékeknél alacsonyabbak is lehettek.

Közép-Olaszország esetén nem tudtam külön vizsgálni az MN16 és MN17 biozónát, így ezeket összevontam és ezt hasonlítottam össze a kora-pliocén értékekkel. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek a kora-pliocén értékekhez hasonlóak maradnak az MN16-17 biozónában is, míg a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek szignifikáns mértékben csökkennek. A pollen adatok a vegetáció nyíltabbá válására utalnak a térségben az MN16 és MN17 határán, 2,6 millió évvel ezelőtt (Bertini, 2001, 2010), amit a korolás miatt itt nem tudtam kimutatni. A kilenc mintából hármat lehetett besorolni az MN16 vagy MN17 biozónákba. Az egy db MN16 biozónába sorolható minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke $-14,7\text{‰}$, míg a két MN17 biozónába sorolható minta értékei $-13,3\text{‰}$ és $-11,2\text{‰}$. Ezek alapján elképzelhető, hogy ha a többi mintának is ismert lenne a pontosabb kora, Közép-Olaszország területén is ki lehetne mutatni a szárazodási trendet ebben a korszakban. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek esetén az $1,4\text{‰}$ csökkenés a kora-pliocénhez képest $1,5\text{‰}$ -es csökkenést jelenthet a környezeti víz

izotóp összetételében és 2,2–3,1 °C-os csökkenést a MAT-ban. Bár a hőmérséklet-változás valós mértékét az adataim alul és felül is becsülhetik a különböző lelőhelyek eltérő topográfiai helyzete miatt, a kora-pliocén és a késő-pliocén–kora-pleisztocén közötti lehülési trend jó egyezést mutat más klímára utaló adatokkal.

Az MN18 biozónából származó mintákat tovább tudtam csoportosítani faunaegységek szerint. Az Olivola vagy Tasso faunaegységből származó $\delta^{13}\text{C}$ értékek a korábbi korszakoknál magasabbak, ami nyíltabb vegetációt, kevesebb csapadékot / alacsonyabb páratartalmat jelez. Ez szintén jó egyezést mutat a pollen adatokkal, melyek a vegetáció nyitottabbá válását jelzik ebben az időszakban (~1,9–1,6 Ma) (Bertini, 2001, 2010). Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek nem mutatnak jelentős változást az MN16-17 biozónához képest, ennél enyhén magasabbak. A Farneta vagy Pirro Nord faunaegységből származó (~1,7–1,3 Ma) $\delta^{13}\text{C}$ értékek újra csökkennek, ami a vegetáció ismételt zártabbá válására, vagy a MAP / páratartalom emelkedésére utal, miközben az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek enyhén csökkennek. Mivel a pleisztocén során egyre intenzívebbé váltak a glaciális–interglaciális ciklusok, elképzelhető, hogy ebből az időszakból származó mintáim egy interglaciális olyan szakaszából származnak, amiben már elkezdődött a lehülés, viszont a magasabb csapadéértékek még megmaradtak (a 4 részből álló glaciális–interglaciális ciklusok 3. szakasza).

A legfiatalabb minták a Colle-Curti faunaegységből (~1.2 Ma) a Madonna della Strada lelőhelyről az előzőeknél erőteljesebb (bár továbbra sem szignifikáns) emelkedést mutatnak a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben, ismét nyíltabb területre, kevesebb csapadékra / páratartalomra utalva. Állati és növényi fossziliák alapján ebben az időszakban (1,3–1,1 Ma) a lelőhelyre interglaciális környezet volt jellemző (Magri et al., 2010). Az időszak során, a lelőhelyen több szukcessziós folyamat ment végbe. Kezdetben a tölvevények terjedtek el, helyüket fokozatosan kevert tölgyerdők vették át, melyeket az időszak végére mediterrán növényzet váltott fel. Ebben az időszakban a fűfélék és egyéb lágyszárúak pollenjei nyílt területeket is indikálnak. Az állati maradványok közül a szarvasféle “*Arvernoceros*” vagy *Eucladoceros giulii* és részben a *Mammuthus meridionalis* jelenléte is nyílt területekre utal. A lelőhely klímája a korszak nagyobb részében még így is a jelenkori klímánál nedvesebb és valamennyivel melegebb, egyes időszakokban a maihoz hasonló lehetett. A jelenben a terület klímája egy részben kontinentális klíma, átmeneti mediterrán–mérsékelt övi karakterrel, 700 mm körüli éves csapadékmennyiséggel (Magri et al., 2010). Az általam a $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján valószínűsített nyíltabb környezet tehát ezen a lelőhelyen is jól egyezik a növényi és

állati fossziliák alapján rekonstruált környezetekkel. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekben a Farneta-Pirro Nord faunaegységekhez képest egy 0,9‰ csökkenés látható. Ha az Olivola-Tasso és a Colle Curti faunaegység közötti csökkenési trendet vesszük alapul, a változás akkor sem szignifikáns. Ha az 1,4‰-es $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ csökkenést mégis átszámoljuk hőmérsékleti értékekre, ez 2,2–3,1 °C-os csökkenést jelentene a MAT-ban. Mivel a klímát a Colle Curti faunaegység során (1,3–1,1 Ma) a Madonna della Strada lelőhelyen interglaciálisnak írták le, melegedvelő növényfajokkal (Magri et al., 2010), ezért feltételezhető, hogy a kora-pleisztocén glaciális időszakában ennél nagyobb hőmérsékleti csökkenések is előfordulhattak.

Közép-Olaszország területén a legtöbb átmenetben a mért $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ és a $\delta^{13}\text{C}$ értékek együtt, és ellentétes irányban változnak, melegebb / nedvesebb és hidegebb / szárazabb klímákra utalva, ezzel megerősítve a modellezéssel és proxiadatok alapján feltárt változások jellegzetességeit. A melegebb / nedvesebb és hidegebb / szárazabb időszakok ingadozása alól kivételt képeznek a Farneta-Pirro Nord faunaegység eredményei, ahol a klíma nedvesebb és valamivel hűvösebb is lehetett, mint a megelőző időszakban. Ebben az esetben lehetséges, hogy az ebből, és a megelőző faunaegységből származó minták a glaciális-interglaciális ciklusok eltérő fázisaiból kerültek elő. Adataimból az ingadozások mellett a kora-pliocéntól a kora-pleisztocénig tartó hosszútávú lehülési és szárazodási trend is kirajzolódik, szintén jó egyezést mutatva a globális trendekkel.

Az olaszországi lelőhelyek izotóp eredményeinek további elemzését lásd: Szabó et al. (2017). A különböző irodalmi adatok és az izotóp eredmények alapján rekonstruált növényzetek és hőmérsékleti értékek összehasonlítását lásd az **5. táblázatban**.

| | kor (Ma) | ~5,2 - 3,5 MN14-15 | ~3,3 - 2,8 MN16a | ~2,8-2,5 MNQ16b | ~2,5-1,9 MNQ17 | ~1,9-1,7 MNQ18 | ~1,7-1,3 MNQ19 | ~1,3-1 MNQ19-20 | jelen |
|-----------------------|--|---|--|--|---|---|---|---|--|
| | MN biozóna MAT változás (°C) (saját eredmények) | | | | | | | | |
| Közép- Olaszország | rekonstruált növényzet (saját eredmények) | erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp, nyíltabb vegetáció / kevésbé humid / kisebb MAP, mint a megelőző biozónákban | erdősztyepp-mezikus gyepp, nyíltabb vegetáció / kevésbé humid / kisebb MAP, mint az erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp, nyíltabb vegetáció / kevésbé humid / kisebb MAP, mint az erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp, nyíltabb vegetáció / kevésbé humid / kisebb MAP, mint az erdősztyepp-mezikus gyepp | |
| | palaeobotanikai adatok indikációi | | nyílt vegetáció 2,7 Ma, NHG idején (1) | | Interglaciálisok: jelenleginél magasabb MAT és MAP. Glaciálisok: maival azonos MAT és MAP (2), nyílt vegetáció 2,5 Ma-nál és 1,9 - 1,7 Ma között (MNQ18) (1) | | | | MAT 14-16 °C, MAP 760-970mm (4), 730mm (6) |
| Észak- Olaszország | rekonstruált növényzet (saját eredmények) | erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp | erdősztyepp-mezikus gyepp, nyíltabb vegetáció / kevésbé humid / kisebb MAP, mint MN16a-ban | | erdősztyepp-mezikus gyepp (egy minta Leffe lelőhelyről nyílt erdősztyepp, xerikus gyepp) | | | |
| | palaeobotanikai adatok indikációi | MAT 16-20 °C (MLV 17-19°C (1,2), 12-20 °C (3), 1-4 °C-al melegebb, mint jelenkori (8), 1100-1600mm (MLV 1200-1300mm) (1,2), 1100-1400mm (3), 400-700mm magasabb, mint jelenkori (8) | | | Interglaciálisok: Kora-Pliocénnel azonos MAP és MAT, Glaciálisok: maihoz hasonló MAT, mainál 500-600mm-el magasabb MAP(5) (Stirone lelőhely), különböző típusú erdők váltakozása nyílt vegetáció nélkül (2) | | | | MAT, 13-15 °C, MAP 930-1100mm (4) |
| Déli- Olaszország | rekonstruált növényzet (saját eredmények) | | | | | | erdősztyepp-mezikus gyepek | | |
| | palaeobotanikai adatok indikációi | >22 °C, jelenlegivel egyező, vagy max 5 °C-al magasabb (8), MAP: 600mm (3), szárazabb, vagy jellemel egyező humiditás(8), néhány félsivatagi faj (2) | | | interglaciálisok: MAT 2.8 °C-al magasabb jelenkorinál, MAP 500mm magasabb jelenkorinál, Glaciálisok: mainál alacsonyabb MAT, MAP jelenkorival egyező, (7) (Semaforo lelőhely) | | | nyílt vegetáció és erdők váltakozása (2) | MAT, 15-18 °C, MAP 440-830mm (4) |

5. táblázat. Izotóp eredmények összehasonlítása különböző klímára utaló adatokkal Olaszország területén, Hivatkozások: 1) Bertini, 2001; 2) Bertini, 2010; 3) Fauquette et al., 1999; 4) Combourieu-Nebout et al., 2015; 5) Fauquette és Bertini, 2003; 6) Magri et al., 2010; 7) Klotz et al., 2006; 8) Fauquette et al., 2006; MLV: legvalószínűbb érték, NHG: Északi féltekei eljegesedés.

5.3.4. Környezet időbeli változásai a Kárpát-medence területén

Bár a pliocén és kora-pleisztocén korszakot vizsgáltam, a Kárpát-medence területéről egy mintám származik a miocén korszakból is, Rudabánya területéről. Bár egy minta alapján nem lehet jelentős következtetéseket levonni, ezért az ábrán ezt a mintát nem szerepeltettem, az időbeli összehasonlításhoz mégis érdekes lehet. A minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke alapján számolt modern ekvivalens növényzeti érték $-27,5\text{‰}$, ami alacsonyabb a kora-pliocén átlagértéknél, annál nedvesebb klímára zártabb növényzetre utalva és közel megegyezik a kora-pleisztocén átlagértékkel. Az $\delta^{18}\text{O}$ $16,7\text{‰}$, ami a legmagasabb érték az összes mért Kárpát-medencei érték között. Az eredmény a kora-pliocén átlagértéknél $2,1\text{‰}$ -el magasabb, ami alapján a környezeti vizek izotópterítése $2,3\text{‰}$ -el, a MAT $3,3\text{--}4,7^\circ\text{C}$ -al lehetett magasabb, mint a kora-pliocénben. Mivel csak egy mintáról van szó, a szezonális és a mintázás hatásai torzíthatják az eredményt, viszont ez az eredmény egyezik más klímarekonstrukciók eredményeivel. Bernor et al. (2004) $15,6\text{--}15,7^\circ\text{C}$ -os átlaghőmérsékletet rekonstruált a lelőhelyről előkerült fossziliák alapján, és hasonló hőmérsékletet becsült Utescher et al. (2017) is növényi fossziliák alapján. Ezek az eredmények a saját eredményeimhez hasonlóan több fokkal magasabbak a kora-pliocénre rekonstruált értékeknél.

Az MN14-15 biozónában viszonylag magas a $\delta^{13}\text{C}$ átlagérték. Az érték a nyílt erdők / mezikus gyepek növényzeti kategóriába esik és viszonylag közel van a nyílt fás társulások / xerofil gyepek kategóriájának határához. Ha a mért értékekből csapadék értékeket számolnánk, az MN15-ös biozóna átlagértéke a maihoz hasonló, vagy annál kissé alacsonyabb MAP-ot adna. A számolt érték $\sim 560 \pm 280$ mm/év, a jelenlegi MAP 500 mm/év és 800 mm/év között van (Spinoni et al., 2015). A MN14-15 biozónából származó minták közül a Pula lelőhelyről származó minta adja a legalacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értéket (a lelőhely kora radiometrikus kormeghatározás alapján ismert, $4,3 \pm 0,17$ Ma, az orrszarvú $4,25 \pm 0,17$ Ma körül élhetett). A $-24,8\text{‰}$ -es számolt növényzeti érték már

nyílt fás társulásokra / xerofil gyepekre utal. Hably és Kvaček, (1998) a jelenlegihez viszonylag hasonló klímát rekonstruáltak a lelőhely növényi fosszíliai alapján. A lelőhelyről előkerült növényfajok túlnyomó többsége kislevelű faj volt, ami részben száraz környezetre utal (Hably és Kvaček, 1998; Hably, 2002; Erdei et al., 2007). A lelőhelyről számos nedvességet kedvelő faj is előkerült, ezek azonban inkább a maar-tó közvetlen környezetének nedvesebb élőhelyeire utalhatnak, valószínűleg nem a regionális klímát reprezentálják. (Hably és Kvaček, 1998). A paleobotanikai elemzés 600-1200 mm éves csapadékmennyiséget becsült a lelőhelyen.

Az MN14-MN15 biozóna esetén az átlagos $\delta^{18}\text{O}$ érték 14,6‰, amiből a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értéket kiszámolva -9‰ körüli értéket kapnánk, ami valamivel alacsonyabb, mint a jelenkori -8‰ érték (jelenkori érték Vodila et al., 2011 alapján számolva). A jelenlegihez hasonló, vagy annál valamivel alacsonyabb MAT érték egyes klímára vonatkozó irodalmi adatokkal egyezik, másoktól eltér, mivel ebből a korszakból származó irodalmi adatok sem egységesek. Hably és Kvaček (1998) a mai 10–11 °C-os MAT-hoz hasonló 10–13 °C-os hőmérsékletet rekonstruált a növényzet alapján Pula lelőhely esetén, bár Erdei et al. (2007) nagyobb szórást adott meg a hőmérsékletre a lelőhelyen (10-16°C). Montuire et al (2006) 14 °C körüli értéket adtak meg kisemlősök elemzése alapján a kora-pliocénre. Ezek alapján saját eredményeim reálisak lehetnek, mivel mindegyik hőmérsékletre utaló irodalmi adatnak is nagy lehet a bizonytalansága és elképzelhető, hogy a kora-pliocén során is történtek klímaváltozások. Méréseim és a különböző irodalmi adatok alapján azt lehet mondani, hogy a kora-pliocénben általánosan jellemző melegebb és humidabb klíma ellenére a Kárpát-medencében a jelenlegihez hasonló hőmérsékletű és szárazságú klíma is előfordulhatott, például Pula lelőhely esetén a 4,3 Ma körüli időszakban.

A minták csoportosítása miatt, és mert az MN16 és MN17-es biozónában nem találtam változást az eredményekben, ezért ezeket együtt hasonlítottam össze az MN14-15 biozónákkal. A kora-pliocénhez képest csökkenés tapasztalható a $\delta^{13}\text{C}$ és a $\delta^{18}\text{O}$ értékekben is. Az alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek utalhatnak a humidabb MPWP korszakra, bár az MPWP idején a hőmérsékletre is magasabb értékeket várnánk. A pleisztocén idejére tehető NHG korszakra a hőmérsékletek csökkenése a reális, viszont ez esetben a klíma szárazodását is várnánk. A szignifikáns, 1,3‰-es csökkenés az $\delta^{18}\text{O}$ értékekben 2–2,9°C csökkenést jelenthet a MAT-ban. Önmagában a csökkenés mértéke reálisnak tűnik a kora-pliocénhez képest, viszont ha figyelembe vesszük, hogy a kora-pliocén

$\delta^{18}\text{O}$ értékek is a jelenlegihez hasonló, vagy azoknál valamelyest alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ és MAT értékeket indikálnak, tehát, ha a jelenlegi MAT értékekhez hasonlítjuk a számolt MAT értékeket, úgy ezek már túl alacsonynak tűnnek.

A $\delta^{13}\text{C}$ értékek esetén az MN16 biozónából, Pestszentlőrinc és Pilisvörösvár lelőhelyekről származó *A. arvernensis* minták meglehetősen alacsony értékeket adtak ($-15,2\text{‰}$ és $-14,8\text{‰}$). Ezek a többi mintánál zártabb környezetre, és / vagy magasabb csapadékmennyiségre utalnak. Lehetséges, hogy ezek a minták egyes csapadékosabb időszakokat reprezentálnak, de az anancus arvernensis ökológiája is befolyásolhatta az értékeket. Elképzelhető, hogy az *A. arvernensis* nagyobb arányban fogyasztott lombot, erdei aljnövényzetet, mint a többi vizsgált faj. Bár ezt az MN16 biozónába sorolható Hajnáčka lelőhely esetén nem lehet egyértelműen kimutatni. Ezen a lelőhelyen többféle fajt lehetett vizsgálni, *A. arvernensis* minta $\delta^{13}\text{C}$ értéke hasonló, bár valamivel alacsonyabb, mint a lelőhelyről előkerült többi faj értékei. Hajnáčka lelőhely paleokörnyezetét egy maar tó körüli árterek, patakok, sűrű cserjések, humid erdők alkották. Ezt a körülményeket nagyobb magasságokon nyitottabb, szárazabb vegetáció övezhette (Fejfar, 1964; Fejfar et al., 1990, 2012). A különböző fajok ezért könnyen élhettek egymáshoz közeli területeken is eltérő mikrokörnyezetekben. A fajok közötti ökológiai eltérésekből eredő $\delta^{13}\text{C}$ különbségek jelentőségét és mértékét azonban csak több, azonos lelőhelyről származó különböző fajhoz tartozó mintával lehetne meghatározni.

Bár a csapadékegyenlet bizonytalanságait és a növényzetektől való függését már részletesen tárgyaltam, az MN16-17-es biozónák $\delta^{13}\text{C}$ átlagértékei alapján csapadékösszegeket is számoltam. Ezek a maihoz hasonló értékeket adnak, a számolt érték $470\pm 235\text{mm/év}$ és $580\pm 290\text{mm/év}$ attól függően, hogy az atmoszféra $\delta^{13}\text{C}$ értékei esetén a késő pliocén, vagy a kora-pleisztocén értékeivel számolunk. Az irodalmi adatok ennél magasabb csapadéértékeket valószínűsítene. Paleotalaj vizsgálatok például $1100\text{--}1200\text{ mm/év}$ csapadékot adnak a piacenzai korszakra (MN16) és $900\text{--}1200\text{ mm/év}$ csapadékot az MN17-es biozónára (2,5–1,8 Ma) (Kovács et al., 2013). Általánosan tehát a $\delta^{13}\text{C}$ eredmények nyílt erdő / mezikus gyepp növényzetre és közepesen humid klímára utalnak az MN16-17 biozónák során, míg az $\delta^{18}\text{O}$ értékek a kora-pliocénhez és a jelenlegihez képest pár fokkal hűvösebb klímát indikálnak.

A Kárpát-medence izotóp értékeinek további elemzését lásd: Kovács et al. (2015). A különböző irodalmi adatok és az izotóp eredmények alapján rekonstruált növényzetek és hőmérsékleti értékek összehasonlítását lásd az **6. táblázatban**.

| kor (Ma) | 5,2 - 3,2 | 3,2 - 2,5 | 2,5 - 1,8 | jelen | ref. |
|--|-------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|-----------|------------|
| MIN biozóna | MN14-15 | MN16 | MN17 | | |
| MAT (°C) változások saját eredmények | | 2 - 2,9°C MAT csökkenés hez képest | | | |
| MAT (°C) paleotalajok | 13 - 15 | 10 - 13 | 8 - 10 | | 1 |
| MAT (°C) emlősök (főemlősök rágcsálók) | 14 (11 - 17) | - | | | 4 |
| MAT (°C) paleotalajvíz | 15 | 6 - 7 | 6 - 7 | | 5 |
| MAT (°C) paleoflóra | 10 - 13 / 10 - 16 | 9 - 13 | 8 - 12,5 | | 6, 7, 8, 9 |
| MAT (°C) jelenlegi | | | | 10 - 11 | 10 |
| növényzet, saját eredmények | erdősztyepp- mezikus gyepp | erdősztyepp- mezikus gyepp | erdősztyepp- mezikus gyepp | | |
| MAP (mm) saját eredmények | 560±280 | 470±235 - 580±290* | | | |
| MAP (mm) paleotalajok | 1200 - 1400 | 1100 - 1200 | 900 - 1000 | | 1 |
| MAP (mm) növényzet (Pula) | 620-1160 | | | | 9 |
| MAP (mm) emlősök (főemlősök, rágcsálók), 'hypsodonty' fogkorona magasságok | 1150; 700-800 | 700; 1200-1500 | 990 | | 2; 3; 11 |
| MAP (mm) jelenlegi | | | | 500 - 800 | 12 |

6. táblázat. Izotóp eredmények összehasonlítása különböző klímára utaló adatokkal a Kárpát-medence területén, Hivatkozások: 1) Kovács et al., 2013; 2) Eronen és Rook, 2004; 3) van Dam et al., 2006; 4) Montuire et al., 2006; 5) Szócs et al., 2013; 6) Hably és Kvaček, 1998; 7) Hably, 2002; 8) Kovar-Eder, 2003; 9) Erdei et al., 2007; 10) Spinoni et al., 2015; 11) Fortelius et al., 2006; *Az MN16 és MN17

csapadékértékek az atmoszférikus CO₂ késő pliocén és kora-pleisztocén $\delta^{13}\text{C}$ értékével számolva

5.3.5. Környezeti rekonstrukciók Dél-Olaszország, Bosznia Hercegovina és Románia egyes lelőhelyein

A Dél-Olaszországból, az MNQ19-20 biozónából származó három minta $\delta^{13}\text{C}$ értékei alapján számolt vegetáció $\delta^{13}\text{C}$ értéke $-26,3 \pm 0,3\text{‰}$. Ez hasonlóan az ebből az időszakból származó közép- és észak-olaszországi értékekhez viszonylag száraz, részben nyílt fás vegetációra utalhat. Az átlagos $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ érték nagyon magas, a legmagasabb átlagérték az összes régió és korszak között. A három minta közül a két Pirro Nord lelőhelyről származó minta értékei kiugróan magasak. A térségben jelenleg is elég magas az éves átlaghőmérséklet, magasabb, mint a legtöbb vizsgált régió esetén. Ezen kívül a lelőhely a tengerpart közvetlen közelében található, emiatt a jelenlegi csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékei is magasabbak, mint Olaszország más, tengertől távolabbi területein. A jelenlegi $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ érték a területen -5‰ körüli, szemben az Olaszország tengerpartoktól távolabbi területeire jellemző -6‰ és -12‰ közötti értékekkel (Longinelli és Selmo, 2003, Giustini et al., 2016). Az általam mért kiugróan magas értékek tehát nagyobb valószínűséggel utalnak egy gradiensre a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékekben a tengerpart és a belső területek között, mint egy a pleisztocén során esetlegesen jelen lévő észak-déli gradiensre a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékekben, vagy a MAT-ban (Longinelli és Selmo, 2003; Giustini et al., 2016).

A Bosznia-Hercegovina területéről, Cebara lelőhelyről 5 db *A. arvernensis* mintát vizsgáltam. A minták alapján számolt növényzeti $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp, mek}}$ átlagérték $-28,3 \pm 1,5\text{‰}$. Az érték a legtöbb mért mintához hasonlóan a nyílt erdők / mezikus gyepek kategóriába esik, bár viszonylag közel van a zárt erdők határértékéhez is. Egy, a lelőhelyről származó minta esetén mértem adatbázisom legalacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékét, $-16,3\text{‰}$ -et. Ez átszámolva a $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp, mek}}$ értékre $-30,7\text{‰}$, ami már egyértelműen zárt lombkoronájú erdőt, vagy nagyon magas évi csapadékmennyiséget jelent. A lelőhely sztratigráfiai leírása szerint a leletek kora nem határozható meg pontosan, az *A. arvernensis* faj európai előfordulásai alapján az MN16 biozóna tűnik a legvalószínűbbnek. A lelőhely egy középhegységi terület lehetett, a megtalált *A. arvernensis* egyedek tehát a faj legtöbb más előfordulásához képest magasabb területről származnak (Mandic et al., 2013, Oleg Mandic szóbeli közlés). Az Adriai-tenger közelsége és a hegység lokális

klímája okozhatott nagyon magas éves csapadékmennyiségeket és ilyen klimatikus viszonyok között a zárt lombkoronájú erdők kialakulása is valószínű. Napjainkban is az Adriai-tenger keleti partvonala mentén található Európa legcsapadékosabb területei, így a rekonstruált magas $\delta^{13}\text{C}$ értékek utalhatnak arra is, hogy az általános légkörzés, a ciklonpályák a pliocén során is a jelenlegihez hasonlóak lehettek a térségben. A csapadék értékek és a növényzet térbeli eloszlásának vizsgálatához természetesen több mért adatra lenne szükség a régióból. A lelőhelyen a $\delta^{18}\text{O}$ átlagérték 14,5‰, ami átlagosnak mondható, közel van például az észak-olaszországi és délkelet-franciaországi régió pliocén korú értékeihez is.

A három értékelhető Románia területéről származó minta közül két *S. megarhinus* Kelet-Románia területéről, az MN15a biozónából származik. A két minta átlagából számolt $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$ érték nyílt erdőkre / mezikus gyepekre utal, de az érték (25,9‰) közel esik a nyílt fás társulások / xerofil gyepek kategóriájához is. Kelet- és Dél-Románia területére jelenleg is kontinentális klíma jellemző, az éves középhőmérséklet 8 és 11 °C közötti, a MAP 300 mm/év körüli a Fekete tenger környékén és 700 mm/év körüli a dombos területeken (Croitoru et al., 2013). A kora-pliocénben a mai Dél-Románia területén a Dáciai-medence egy részét a Paratethys egyik öble boríthatta, így a két *S. megarhinus* minta tengerparti környezetből, folyók hordalékkúpjaiból származhat (Andreescu et al., 2013). A két minta $\delta^{18}\text{O}$ átlagértéke 14,7‰, ami nem utal a mainál magasabb hőmérsékletekre. Az $\delta^{18}\text{O}$ értékekre ebben a régióban is több tényező hathatott. A tengerparti terület miatt magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket is várhatnánk, a Kárpátok felől érkező folyók $\delta^{18}\text{O}$ értékeit viszont az észak-olaszországi területekhez hasonlóan csökkenthette az olvadékvizek hatása is. A viszonylag magas $\delta^{13}\text{C}$ és az átlagos $\delta^{13}\text{O}$ érték alapján annyit meg lehet állapítani, hogy a térségben a maihoz hasonló, viszonylag száraz kontinentális klíma uralkodhatott. Az eredményeim azonban csak két minta izotóp értékein alapulnak, így jelentős konklúziókat nem tudtam levonni. Az egy darab kora-pleisztocénből származó *A. anancus* minta is átlagos $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értéket mutat, nyílt lombkoronájú erdőkre, közepesen szárazságtűrő gyepekre utalva.

5.3.6 A klíma és környezetek térbeli különbségei a kora-pliocénben (MN14-MN15 biozónák)

A különböző régiók közötti szignifikáns különbségek a mért $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékekben nem meglepőek, az általam vizsgált régiókban napjainkban is eltérőek a klimatikus viszonyok, a csapadékvíz izotóp összetétele és a növényzet.

Az észak- és közép-olaszországi régiók között a már tárgyalt szignifikáns 3,1‰ különbség valószínűleg az olvadékvizek fentiekben már tárgyalt izotóparány-módosító hatására is utal. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján a két régió növényzete hasonló lehetett, viszonylag magas csapadéértékekkel. A közép-olaszországi és Kárpát-medencei régiókat összehasonlítva a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetén is szignifikáns különbségeket kaptam. A Kárpát-medence közép-olaszországinál magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékei szárazabb klímára, nyíltabb vegetációra utalnak. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek különbsége 2,3‰, ami 2,5‰ különbségnek felelne meg a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékekben és 3,6–5,2 °C-nak a MAT-ban. A jelenlegi MAT különbség a két régió között 4–5 °C, ez alapján a hőmérsékleti különbség a kora-pliocénben is a jelenlegihez hasonló lehetett. Természetesen itt is figyelembe kell venni, hogy a kora-pliocén során is lehettek klímaváltozások, például nem biztos, hogy a Kárpát-medence 4,3 Ma korszak körüli klímája reprezentatív a régió kora-pliocén klímájának egészére. A Kárpát-medencei és az észak-olaszországi régió összehasonlítása esetén sem a szignifikáns $\delta^{13}\text{C}$ különbségek, sem a nem szignifikáns $\delta^{18}\text{O}$ értékek nem meglepőek: Az észak olaszországi $\delta^{13}\text{C}$ értékek a közép olaszországi értékekhez hasonlóak, míg az alacsony $\delta^{18}\text{O}$ értékeket az olvadékvizek befolyásolhatják.

5.3.7 A klíma és környezetek térbeli különbségei a késő-pliocénben és kora-pleisztocénben (MN16-MN17 biozónák)

A négy régió összehasonlításai során több esetben szignifikáns különbségeket találtam. Természetesen ezen biozónák esetén egyes régiókban már az időbeli különbségek is befolyásolják az eredményeket, Észak-Olaszország esetén külön kezeltem az MN16 és MN17 biozónákból származó minták eredményeit, míg Közép-olaszország esetén ezt nem tudtam megtenni. Számos esetben szignifikáns különbséget találtam az egyes régiók között. A hőmérsékletek tekintetében a három vizsgált régió közül a Kárpát-medencei lehetett a leghidegebb, ezt követi a délkelet-franciaországi régió, majd Közép-Olaszország területe (eredmények alfejezet, **13. ábra**).

A délkelet-franciaországi régió $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei 1,4‰-el magasabbak a Kárpát-medencei eredményeknél. Az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ különbség alapján a csapadékvíz ^{18}O izotóp értéke 1,5‰-el lehetett magasabb a régióban. Az általam felhasznált $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}\text{-MAT}$ egyenletek alapján ez 2,2–3,1 °C-os hőmérséklet-különbséget jelentene a két régió között. Ez megfelel a jelenlegi csapadék-izotóp összetétel és hőmérséklet különbségeknek is (Délkelet-Franciaország: $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$: –6‰––8‰, MAT 13–15°C, Kárpát-medence: $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$: –8‰, MAT 10–11°C). Viszont, mivel a jelenben nincs korreláció a $\delta^{18}\text{O}_{\text{csap}}$ értékek és a MAT között a délkelet-franciaországi régióban, ezért a lehetséges MAT értékeket és különbségeket csak nagy bizonytalansággal lehet becsülni. Közép-Olaszország $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ átlagértékei 2,3‰-el magasabbak, mint a Kárpát-medencei értékek. Ez a különbség 2,5‰-el magasabb csapadékvízértékeket és 3,6–5,2 °C-al magasabb MAT értékeket jelent. Mivel a jelenlegi MAT Közép-Olaszországban 14–16°C, a kimutatott hőmérsékletkülönbség nagyon hasonló a jelenlegihez. A régiók között a jelenlegihez hasonlóak a hőmérsékletkülönbségek, ha az észak-olaszországi MN16 biozónából származó eredményeket hasonlítjuk össze a többi régió eredményeivel. Ugyanakkor, mivel az észak-olaszországi régióban jelentős változás történt az MN16 és MN17-es biozónák között, míg más régiók esetén ez nem kimutatható, az MN17 biozóna eredményei alapján kapott hőmérsékleti eloszlás a régiók között már eltér a jelenlegitől. Ezen kívül nem lehet pontosan megmondani, hogy az észak-olaszországi régió esetén a fent már tárgyalt olvadékvizek hatása milyen mértékben érvényesült, így pontos hőmérsékleteket ebben a régióban nem érdemes számolni a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek alapján.

Ha együtt vizsgáljuk a kora és késő pliocénben összehasonlított régiókat is, az adatok nagyobb része azt mutatja, hogy a klímaváltozások ellenére a csapadék-izotóppösszetételek és a hőmérsékletek térbeli eloszlása mind a kora-, mind a késő-pliocénben a jelenlegihez hasonló lehetett. Bár a kis mintaszámok miatt nem minden régió volt alkalmas a statisztikai összehasonlításra, úgy tűnik, a Dél-Olaszország, Bosznia-Hercegovina és Kelet-Románia területéről származó minták is illeszkednek ebbe a trendbe. Az adatok között vannak kivételek, az észak-olaszországi régió mind a kora-pliocénben, mind a kora-pleisztocénben az a többi régióhoz képest eltérő értékeket, trendeket mutat. Ezt részben az olvadékvizek módosító hatásával magyaráztam, részben elképzelhető, hogy az NHG-hez kapcsolódó lehűlés a különböző régiókban eltérő időben jelent meg. Természetesen a viszonylag kevés minta, vagy a nem pontos korolás miatti hibák is befolyásolhatták az észak-olaszországi eredményeket.

A pliocénre alkotott modell eredmények a jelenlegihez képest kisebb észak-déli gradienst mutatnak a hőmérsékletekben a pliocén során. Mivel én viszonylag közeli és nem túl északi régiókat vizsgáltam, ezt nem tudtam kimutatni, ehhez valószínűleg Észak-Európa területeiről származó mintákra lett volna szükség.

A $\delta^{13}\text{C}$ értékei alapján vizsgált régiók között délkelet-franciaországi régió lehetett a legszárazabb / itt lehetett a legnyúltabb növényzet, ezt követte a Kárpát-medence, míg a leghumidabb klíma / legzártabb erdőborítás Olaszország egyes területein lehetett. Ez az eloszlás nem teljesen egyezik a jelenlegivel. A jelenben a potenciális növényzet a Kárpát-medencei és a francia-középhegységi régió esetén is erdőtársulásokat jelent (Bohn et al., 2004.) és a délkelet-franciaországi régió MAP értékei enyhén magasabbak (850mm), mint a Kárpát-medencei értékek (500 – 800 mm). A közép-olaszországi és Kárpát-medencei $\delta^{13}\text{C}$ értékek különbsége az MN16-17 biozónákban kisebb, mint a késő-pliocénben. Ezek az adatok összességében arra utalnak, hogy a késő-pliocén és a kora-pleisztocén során a csapadék és a növényzet térbeli eloszlása a jelenlegitől eltérhetett és a változások a különböző régiókban eltérő időszakokban történhettek.

Eredményeim alapján a tér és időbeli különbségek nagyságrendjét egymáshoz is hasonlíthatjuk. Az általam vizsgált régiók klimatikus különbségei általában nagyobbak, mint az egyes régiókban talált időbeli változások, ez tükröződik a térbeli összehasonlítások során talált több szignifikáns különbségben is. Ebből az is következik, hogy a pliocén során több esetben csak kisebb klímaváltozások történtek. Ugyanakkor egyes régiók esetén a vizsgált korszakok határain (kora-késő pliocén átmenet, vagy a késő-pliocén-kora-pleisztocén átmenet) az átlaghőmérsékletek több, akár 2–3 °C-al is csökkenhettek, a növényzeti borítottság és a csapadéértékek is jelentősen változhattak. Ezek a változások már jelentős klímaváltozásnak tekinthetőek, volumenük megegyezik az általam vizsgált régiók klímájának különbségeivel. Ezek a megállapítások megfelelnek a legtöbb klímára utaló irodalmi adatnak és modell eredménynek is, melyek szintén azt mutatják, hogy a pliocén során a jelentős, több °C-ot meghaladó hőmérsékletváltozások és jelentős vegetációs átrendeződések viszonylag ritkán vagy lassú átmenetekben fordultak elő. A késő-pleisztocén erős glaciális-interglaciális ingadozásait vizsgálva valószínűleg a pliocénben megfigyeltnél sokkal erőteljesebb és gyorsabb időbeli változásokat lehetne kimutatni.

5.4. Szekvenciálisan mintázott fogak

A szekvenciálisan mintázott fogak eredményeiben megjelenő időbeli izotóp variabilitás azt is mutatja (**14. ábra**), hogy diagenetikus hatások nem homogenizálták a fagon belüli izotóp-összetételt, ami megerősíti azt a feltételezést, hogy a fogak megőrizték az eredeti izotóp összetételüket (Tütken és Vennemann, 2011).

A mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek mindkét fog esetén jellegzetes időbeli lefutást mutatnak. A pulai fog esetén a kiugróan magas első érték utáni alacsony értékekről egy határozott emelkedés, majd a középső szakasztól egy határozott csökkenés következik. Ez a megfigyelt kvázi-színuszgörbe jellemzően a fog izotóp értékeiben megjelenő szezonális hatásaira utal (Fricke és O'Neil, 1996; Fricke et al., 1998; Kohn et al., 1998; Balasse, 2003, Kohn, 2004; Metcalfe és Longstaffe, 2012; Zazzo et al., 2012). Mivel a $\delta^{18}\text{O}$ értékek nagy valószínűséggel a hőmérsékletekkel korrelálnak, a megfigyelt időbeli trend egy tél–nyár–tél időszaknak felelhet meg. Ez alapján a vizsgált fog izotóp értékei egy másfél éves időszakot foghatnak át, ami a fog-növekedés és mineralizáció időtartalmát figyelembe véve reális időintervallum. A seneze-i fogban a pulai foghoz képest kisebb a $\delta^{18}\text{O}$ értékek változásának amplitúdója, viszont az értékek itt is a jellegzetes szinusz görbe-szerű lefutást mutatják (**14/C ábra**). Itt az első és az utolsó harmad értékei a magasak, míg a középső értékek alacsonyabbak. Ezt értelmezhetjük úgy, hogy a zománc értékei egy nyár–tél–nyár másfél éves időszakot fognak át.

A szénizotópok változásai a táplálkozás változásaira vezethetők vissza. A seneze-i fog $\delta^{13}\text{C}$ értékei nem mutatnak egyértelmű időbeli trendet, míg a pulai fog esetén markáns időbeli trend rajzolódik ki. A fog darabok alapján nem lehet egyértelműen megállapítani, hogy ezek az állat hányadik fogai voltak (M1-P2-P3-M2-P4-M3). Emiatt több feltételezést kell megvizsgálni, mert lehetséges, hogy a vizsgált fogak zománca az állat születése előtt kezdett kialakulni, vagy a szoptatás hatott a fogak $\delta^{13}\text{C}$ értékeire az állat korai életében. A legtöbb tanulmány – többféle faj vizsgálata alapján – azt mutatta ki, hogy a tej általában ^{13}C -ban szegényebb, mint a növényevő tápláléka (lásd Metcalfe et al., 2010). Fiatal gajdos mamutok fogzománc karbonátját mérve Metcalfe et al., (2010) ~1,5%-el mért alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékeket a felnőtt állatok fogaihoz képest. Balasse (2002) szarvasmarhákat vizsgálva viszont arra jutott, hogy a szoptatásnak csak minimális hatása lehet, ennek hatására csak pár tized ezrelékkal módosulhat az izotópos összetétel. Valószínű, hogy az eltérések a különböző fajok tejének eltérő zsírtartalmától

is függnek (Balasse, 2002). A ^{18}O izotópok viszont a tejben feldúsulhatnak a fogyasztott vízhez képest. Szarvasmarhák esetén 1–6‰-es növekedést mutattak ki a $\delta^{18}\text{O}$ értékekben (Renou et al., 2004), míg gyapjas mamutoknál Metcalfe et al. (2010) ~2‰-el mutatott ki magasabb értékeket a fiatal állatok esetén a fogzománc karbonátjában. A fentiek alapján tehát alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ és magasabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket kapnánk azon fogak korai zománcából, melyeknél a mineralizáció a szoptatás időszakában történt. Sem a seneze-i, sem a pulai fog esetén nem látható ilyen irányú eltérés a csúcshoz közeli, korai fogzománc értékekben. Bár a pulai fog első $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékei kiugróak, viszont mindkét érték pozitív irányba tér el. A kezdeti értékek után sem látható jellegzetes trend, ami a szoptatás hatására utalna. A Tafforeau et al. (2007) által vizsgált fogakban az elsődleges apatit és a fogzománc szerves mátrixának lerakódása 1,8 és 3,5 év közötti időszakig tartott. Ezt követően a teljes mineralizáció is eltarthatott akár másfél évnél hosszabb ideig is, míg a szoptatás az állat első másfél évében tart (Plair et al., 2012). Így, mivel a fog teljes kialakulása és mineralizációja hosszabb folyamat, nem valószínű, hogy a szoptatás ne csak a fog első szakaszaira, hanem az egész zománcregényre egyforma módosító hatást fejtessen ki.

Ha feltételezzük, hogy sem a szoptatás, sem egyéb fiziológiai faktorok vagy az esetleges részleges mineralizáció nem okozott nagy eltéréseket a zománc izotóp összetételében, a megfigyelt időbeli változásokat a környezeti tényezők változásával magyarázhatjuk. A fogak $\delta^{13}\text{C}$ értékei alapján a modern ekvivalens növényzet átlagos értékeit kiszámolva az érték $-27,2 \pm 0,3\text{‰}$ a seneze-i fog és $-24,4 \pm 0,5\text{‰}$ a pulai fog esetén. A pulai fogban a magasabb $\delta^{13}\text{C}$ érték mellett az értékek variációja is valamivel nagyobb. A pulai lelőhely esetén a klímát és növényzetet már elemeztem (5.3.4. fejezet), a fogon belüli magasabb variabilitás valószínűleg erősebb szezonálisra, erősebb kontinentális hatásra utal. A pulai fogban a kezdeti kiugróan magas $\delta^{13}\text{C}$ érték után egy stagnálás, vagy nagyon enyhe emelkedés következik, majd az időszak második felében egy határozott csökkenő trend rajzolódik ki. Az alacsonyabb értékek felé történő elmozdulás utalhat a csapadékosabb évszak beköszöntére. Ezen kívül egyéb hatások is elképzelhetők, az állat táplálkozhatott eltérő mikrokörnyezetben a fog keletkezésének későbbi szakaszaiban, vagy vándorolhatott akár nagyobb távolságokra is (Hoppe és Koch, 2007). Modern elefántok esetén figyeltek meg például évszakai vándorlást. Az elefántok mindig a legzöldebb terület felé vándorolnak az év során. Az esős évszakban az erre a pár hónapra kizöldülő füves területeken és nyílt szavannákon vándorolnak, míg a száraz évszakban a zártabb erdős területekre húzódnak, melyek az

év nagy részében zöldek maradnak (Loarie et al., 2009). Az állatok táplálékában így nagyobb arányban van jelen fű a nedves évszakban, míg a lomb aránya a száraz évszakban nagyobb (Metcalfé et al., 2011). Bár az általam vizsgált orrszarvú fajok és a modern elefántok ökológiája különbözhet, az izotóp értékek alapján elképzelhető, hogy ez a vándorlás vagy mikrokörnyezet-váltás a vizsgált fajokra is jellemző volt. A magas $\delta^{13}\text{C}$ értékek utalhatnak a tavaszi-nyári legelésre, míg az egyre alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek a lombevés egyre nagyobb arányára a fűfélék nyári kiszáradása után. Seneze lelőhely esetén a $\delta^{13}\text{C}$ értékek egyenletesek, nincs egy jellegzetes év közbeni lefutásuk. A szezonális itt kisebb lehetett, mint a pulai lelőhely esetén, ezért elképzelhető, hogy a táplálék is egyenletesebben állhatott rendelkezésre az év során (**14/A ábra**).

A pulai fog esetén együtt mozognak a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek, ($R^2 = 0,59$), míg a seneze-i fog esetén nem mutatható ki korreláció ($R^2 = 0,11$). A korreláció legvalószínűbb oka a hőmérséklet és a növényzet izotóp összetételének együttes változása a meleg-száraz nyár, és a hűvösebb, csapadékosabb tél váltakozása során (**14/D ábra**). Emellett az állat fent említett évszakai vándorlása is befolyásolhatta az értékeket. A korrelációt ezen kívül erősíthetné az is, hogy a növényzet $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei is együtt változhatnak egyes esetekben. Nyíltabb területeken, melegebb, szárazabb időszakokban az erősebb párolgás miatt a növények $\delta^{18}\text{O}$ értékei is magasabbak a magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékek mellett. Viszont szárazabb növényzet fogyasztása esetén az állat a folyadék-szükségletének nagyobb hányadát fedezi a víz fogyasztásából, aminek a $\delta^{18}\text{O}$ értékei a növények $\delta^{18}\text{O}$ értékeinél jóval alacsonyabbak. Így összességében mégis a nedvesebb és erdős területeken táplálkozó állatok $\delta^{18}\text{O}$ értékei lehetnek a magasabbak (Tütken et al., 2013), ami viszont a korreláció ellen hatna. A növényi táplálékkal bevitt oxigénizotópok tehát valamelyest módosíthatják az oxigénizotópok időbeli trendjét, például csökkenthetik a szezonális hatását. A módosító hatás pontos mértékét nem lehet megbecsülni (Fricke és O'Neil, 1996), viszont nagyon valószínű, hogy a fogban megjelenő $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ korrelációt nem a növények $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek együttes változása, hanem a fent említett klimatikus változók, a meleg-száraz és a nedves-hideg időszakok együttes változásai és az állat esetleges szezonális migrációja okozzák. A korreláció hiánya a seneze-i fog esetén szintén a szezonális környezeti hatások fontosságára utal. Seneze lelőhelyen az oxigénizotópok szinusz görbe-szerű éves lefutása alapján a hőmérséklet ingadozhatott az év során, míg a $\delta^{13}\text{C}$ egyenletesebb éves menete Pula lelőhelyénél egyenletesebb növényzeti borítottságot, a csapadék egyenletesebb éves eloszlását jelenthette.

Bár a $\delta^{18}\text{O}$ értékek esetén megfigyelt szinuszgörbe mindét fog esetén megfelel a csapadékvíz izotóp-összetétel évszakos változásainak, a mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján nem lehet kvantitatív becslést tenni a különböző évszakok hőmérsékletére, vagy a hőmérsékletek különbségére, mivel a fogzománc értékeiben a környezeti változások erősen tompítva jelennek meg. Rágcsálókön végzett kísérletben például az állat által fogyasztott víz izotóp összetételét 31‰-el ($-16 \pm 0,2\text{‰}$ -ről $15 \pm 0,2\text{‰}$ -re) változtatva (Podlesak et al., 2008) az állat által kilélegzett CO_2 izotóp összetétele csak 16,0‰-el változott. A rágcsáló gyorsan növvő fogaiban Blumenthal et al. (2014) lézer ablációs és SIMS (secondary ion mass spectrometry) technikával 15,7‰-es változást mutattak ki az EDJ-hez legközelebb eső belső zománcrétegekből, míg a zománc felületéről gyűjtött minták izotópterékei csak 12‰-el változtak. Figyelembe véve, hogy a rágcsálók fogai nagyon gyorsan nőnek – a zománc-mátrix lerakódásának kezdetétől a zománc teljes mineralizálásáig csak 11,1 nap telt el (Blumenthal et al., 2014) –, míg az orrszarvúfélék fog-keletkezése és mineralizációja több éves folyamat, valószínűsíthető, hogy a zománc teljes vastagságából vett minták esetén megfigyelt 2–4‰-es különbségek a fogyasztott környezeti víz nagyobb arányú változásait átlagolják.

Ezenkívül egyéb tényezők is befolyásolhatják az oxigén izotópok időbeli változásait. Az állat az év során használhat eltérő vízvételi helyeket. Például télen, vagy a nyári szárazság során az állatok kereshettek a csapadékvíztől eltérő összetételű vízforrásokat, fogyaszthatták folyók, tavak vizét, tavasszal pedig az olvadékvizek módosíthatták az izotópterékeket. A tavasszal növvő fűvek a talajba szivárgó olvadékvizet használják fel növekedésükhöz, $\delta^{18}\text{O}$ értékeik ezért inkább a téli csapadék izotóp összetételét tükrözik, így tavasszal az állat táplálkozásával bevitt víz szintén módosíthatja valamelyest a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket (Fricke és O'Neil, 1996). A környezeti és az állatok ökológiájából eredő együttes hatások miatt tehát az $\delta^{18}\text{O}$ izotóp eredmények alapján nem lehet kvantitatív becsléseket tenni a hőmérsékletek változásaira.

6. Összefoglalás és tézisek

Munkám során összesen 120 db nagyemlős fogzománc minta oxigén és szén stabilizotóp arányait mértem meg. A számos európai lelőhelyről, a kora-pliocéntól a kora-pleisztocén végéig terjedő időszakból származó minták eredményei új információkat szolgáltatnak ezen korszakok és területek klímájáról és környezetéről. A főbb eredményeket a következő pontokban foglaltam össze.

1) A $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek alapján az irodalomban fellelhető egyenleteket összegezve a lehetséges MAT változások mértékét becsültem meg, a különböző régiókban számos klímaváltozást mutattam ki. A $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ eredmények Közép-Olaszország területén a kora-pliocén-től a kora-pleisztocénig egy hosszú távú lehülési trendet mutatnak. A kora- és késő-pliocén közötti, 1,4‰ csökkenés az $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekben számításaim alapján 1,5–1,8‰ csökkenést jelent a környezeti vizek izotóp összetételében és 2,2–3,1 °C-os csökkenést a MAT-ban. Hasonló mértékű csökkenést mutattam ki a kora- és késő-pliocén korú minták $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékei között a Kárpát-medencei régióban is (2–3,5 °C számolt csökkenés). Észak-Olaszország esetén a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékekre ható regionális hatásokat feltételeztem, ez miatt a hőmérsékletváltozások mértékét sem becsültem, a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek csökkenése az MN16 és MN17 biozónák között viszont időben egybeesik az északi félteke eljegesedésével, ami alapján szintén lehülést valószínűsítettem. A térbeli összehasonlítások esetén három régió számolt $\delta^{18}\text{O}_v$ értékei és azok eloszlása a késő-pliocén és kora-pleisztocén során a jelenkori értékekhez nagyon hasonlóak voltak, ami a jelenlegihez hasonló hőmérsékleti eloszlásra is utal a vizsgált régiókban.

2) A $\delta^{13}\text{C}$ eredmények értelmezése során a megállapítottam, hogy az összes általam vizsgált állat C_3 -as növényzettel táplálkozott. Az adataim megerősítik, hogy Európa területéről hiányoztak a C_4 -es növények a pliocén és kora-pleisztocén korszakok során. Az adatokat térben és időben vizsgálva számos szignifikáns különbséget találtam, míg a különböző fajok átlagértékei egymáshoz nagyon hasonlóak, ami megerősíti a főleg paleontológiai megfigyeléseken alapuló irodalmi adatokat, hogy az általam vizsgált növényevő fajok egyaránt lehettek lombevők, kevert táplálkozásúak és a táplálkozásuk adaptívan követhette a környezet változásait. Eredményeim alapján a legtöbb időszakban és régióban az uralkodó növényzet a nyílt lombkoronájú erdő / mezikus gyep kategóriába tartozik, a növényzet zártsága viszont ezen a kategórián belül is változott időben és térben. A kora-pliocén esetén Észak- és Közép-Olaszországból zártabb, a Kárpát-medence területéről nyíltabb erdőket, szárazabb környezetet mutattam ki. Az MN16 és MN17 biozónák között jelentős emelkedést mutattam ki a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben az észak-olaszországi régióban, ami az északi félteke eljegesedéséhez kapcsolódó erőteljes szárazodást indikálhatja, más régiókból viszont nem tudtam változást kimutatni a két biozóna között. Arra következtettem, hogy a szárazodás a

különböző régiókban eltérő időszakokban és eltérő intenzitással mehetett végbe. A közép-olaszországi régióban az MN18-as biozónán belül a különböző faunaegységekből több jelentős változást mutattam ki a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben. Az Olivola-Tasso és később a Colle Curti faunaegységeiben a pliocénnél szárazabb klímára / nyíltabb növényzetre következtettem a magasabb $\delta^{13}\text{C}$ értékekből, míg az időben ezek közé eső Farneta és Pirro Nord faunaegységeiben a pliocénhez hasonló növényzetet és hasonlóan nedves klímát mutattam ki. Ezek a jelentős és ellentétes irányú változások nagy valószínűséggel a kora-pleisztocén során egyre erősödő glaciális–interglaciális ciklusok különböző szakaszainak eltérő klímáit tükrözik.

3) A $\delta^{13}\text{C}$ értékek alapján kapott eredményeimet összevettem a növényzetre és csapadékmennyiségekre vonatkozó irodalmi adatokkal. Eredményeim szinte minden esetben jó egyezést mutatnak a növényi pollenanalízisek eredményein alapuló növényzeti becslésekkel. A pollenanalízisek eredményei az általam kimutatotthoz hasonló mértékű és időbeli lefolyású növényzeti változásokat jeleznek például a közép-olaszországi régió esetén az MN18 biozónán belül. A Olivola és Tasso és később a Colle Curti faunaegység során megnőtt a fűfélék pollenjeinek aránya a nyílt területek jelentősebb arányára utalva, míg ezek között a Farneta-Pirro Nord faunaegységek esetén zártabb, fás vegetációra utalnak a pollenek. A paleontológiai megfigyelésekkel, pl. a legelő és erdőkhöz nem kötődő állatok elterjedésével, vagy a fogkorona-magasság értékek változásával kimutatott trendek szintén több esetben jó egyezést mutatnak a $\delta^{13}\text{C}$ értékek változásaival, bár vannak kivételek is, például a kelet-franciaországi régió esetén nem változnak a $\delta^{13}\text{C}$ értékeim az MN16 és MN17 biozónák között. A független irodalmi adatok és $\delta^{13}\text{C}$ érték alapján történő rekonstrukciók általános jó egyezése azt is megerősíti, hogy az általam alkalmazott stabilizotópos módszer megbízhatóan alkalmazható a múltbeli növényzeti változások vizsgálatára.

A növényzeti változások mellett megvizsgáltam a Kohn (2010) által alkotott, éves csapadékmennyiségekre vonatkozó egyenlet alkalmazhatóságát is. Előzetes megfontolásaim alapján az egyenlet a nagyon magas és nagyon alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékeknél nincs összhangban a növényzeti kategóriákkal és eredményeim is azt mutatták, hogy az egyenlet ilyen esetekben irreális értékeket adhat. A -30‰ és -25‰ közötti számolt $\delta^{13}\text{C}_{\text{táp,mek}}$ értékek esetén viszont a számolt csapadéértékek több esetben jó egyezést mutattak más klímára utaló adatok, például növényi pollenek,

paleotalajok kémiai elemzése, fogkorona magasságindexek alapján számolt csapadékértékekkel.

4) A $^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ érték alapján becsült $^{18}\text{O}_v$ és MAT változásokat is összevettem különböző irodalmi adatokkal. Bár az összehasonlításhoz csak kevés régióban és korszakban állnak rendelkezésre független irodalmi adatok, egyes régiókban paleotalajok kémiai és paleotalajvizek izotópos elemzésén, állati és növényi fossziliák vizsgálatán alapuló paleohőmérséklet becslések is rendelkezésre állnak. Mivel minden hőmérsékletbecslésnek vannak hibái és több esetben ezek a hőmérsékletbecslések sincsenek egymással összhangban, az összehasonlítás során kevesebb konklúziót tudtam levonni. Az általam rekonstruált hőmérsékletváltozások iránya és arányai több esetben jó egyezést mutatnak az irodalomban fellelhető hőmérsékletbecslésekkel, ugyanakkor vannak ezekkel nem egyező eredményeim is. Egyes esetekben a vártnál valamivel alacsonyabb rekonstruált hőmérsékleteket kaptam. Erre az észak-olaszországi régió esetén találtam valószínű magyarázatot, az olvadékvizek regionális izotóp-módosító hatását feltételezve, egyes esetekben viszont nem találtam meggyőző magyarázatot. Eredményeim alapján azt állapítottam meg, hogy a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékek változásai a legtöbb esetben jól jelzik a klimatikus változások irányát és nagyságrendjét, viszont a $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ értékeken alapuló abszolút hőmérsékletbecslések megbízhatósága nem minden esetben megfelelő a számos befolyásoló tényező miatt.

5) A fogból átlagolva vett minták mellett Pula és Seneze lelőhelyek klímáját két szekvenciálisan mintázott *Stephanorhinus* sp. fog alapján elemeztem részletesebben. Mindkét fog esetén szinuszgörbe-szerű időbeli lefutás tapasztalható az $\delta^{18}\text{O}$ értékekben. A görbék lefutása alapján a fogak keletkezése és mineralizációja egy másfél éves időszakot foghat át, az $\delta^{18}\text{O}$ értékek változásai a nyári és téli időszakok során beépült eltérő izotóp összetételű vizekre utalnak. Bár ez alapján a $\delta^{18}\text{O}$ értékek egyértelműen tükrözik a csapadékvíz izotóp-összetételének évszakos változásait, kvantitatív becsléseket nem tudtam tenni ezek mértékére, mivel a fogzománc értékeiben a környezeti változások erősen tompítva, átlagolva jelennek meg és az átlagolás mértéke nem ismert. A $\delta^{13}\text{C}$ értékeket vizsgálva a pulai fognon belül valamivel nagyobb azok varianciája és az $\delta^{18}\text{O}$ értékekhez hasonló éves menete van. Ez a seneze-i lelőhelynél erősebb szezonálisra, vagy esetlegesen az állat évszakos vándorlására, mikro környezet-váltására utalhat.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Kovács Jánosnak, akitől az elmúlt évek alatt sokat tanultam a tudományos munka működéséről, és aki nélkül a dolgozat nem jöhetett volna létre. Köszöm Kocsis László mérhetetlenül hasznos segítségét és útmutatásait. Köszönöm Torsten Vennemann, Luca Pandolfi, Demény Attila, Gasparik Mihály, Virág Attila, Martin Sabol és Edoardo Martinetto hozzájárulását, akikkel az elmúlt években együtt dolgoztam, akiktől tanulhattam. Vlad Codrea, Frédéric Lacombe, Oleg Mandic, Carlo Sarti, Daniele Ormezzano, Ferruccio Farsi, Roberto Mazzei és Loic Costeur segítségével számomra a fosszilis leletek vizsgálatát. Kilár Ferenc a doktori iskola vezetőjeként tette lehetővé a munkámat, míg a 13.083. számú SCIE X program lehetőséget adott a kutatás jelentős előremozdítására. Köszönöm Pazonyi Piroska és Kele Sándor hasznos tanácsait a dolgozat bírálata során, melyek segítettek a dolgozat fejlesztésében.

Irodalom

Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O., Parés, J.M., 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Sci. Rev.* 52, 247-260. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00025-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00025-8)

Amiot, R., Lécuyer, C., Buffet, E., Fluteau, F., Legendre, S., Martineau, F., 2004. Latitudinal temperature gradient during the Cretaceous Upper Campanian–Middle Maastrichtian: $\delta^{18}\text{O}$ record of continental vertebrates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 226, 255-272. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.015>

Andreescu, I., Codrea, V., Lubenescu, V., Munteanu, T., Petculescu, A., Stiucă, E., Terzea, E., 2013. New developments in the Upper Pliocene-Pleistocene stratigraphic units of the Dacian Basin (Eastern Paratethys), Romania. *Quat. Int.* 284, 15-29. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.009>

Arppe, L., Aaris-Sørensen, K., Daugnora, L., Lougas, L., Wojtal, P., Zupins, I., 2011. The palaeoenvironmental $\delta^{13}\text{C}$ record in European woolly mammoth tooth enamel. *Quat. Int.* 245, 285-290. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.10.018>

Arppe, L., Karhu, J.A., 2006. Implications for the Late Pleistocene climate in Finland and adjacent areas from the isotopic composition of mammoth skeletal remains. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 231, 322-330. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.08.007>

Arppe, L., Karhu, J.A., 2010. Oxygen isotope values of precipitation and the thermal climate in Europe during the middle to late Weichselian ice age. *Quat. Sci. Rev.* 29,

1263-1275. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.013>

Ayliffe, L.K., Chivas, A.R., Leakey, M.G., 1994. The retention of primary oxygen isotope compositions of fossil elephant skeletal phosphate. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5291-5298. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90312-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(94)90312-3)

Ayliffe, L.K., Lister, A.M., Chivas, A.R., 1992. The preservation of glacial-interglacial climatic signatures in the oxygen isotopes of elephant skeletal phosphate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 99, 179-191. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90014-v](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(92)90014-v)

Bakker, E.S., Gill, J.L., Johnson, C.N., Vera, F.W.M., Sandom, C.J., Asner, G.P., Svenning, J.-C., 2016. Combining paleo-data and modern exclosure experiments to assess the impact of megafauna extinctions on woody vegetation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 847-855. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1502545112>

Balasse, M., 2002. Reconstructing dietary and environmental history from enamel isotopic analysis: time resolution of intra-tooth sequential sampling. *Int. J. Osteoarchaeol.* 12, 155-165. <http://dx.doi.org/10.1002/oa.601>

Balasse, M., 2003. Potential biases in sampling design and interpretation of intra-tooth isotope analysis. *Int. J. Osteoarchaeol.* 13, 3-10. <http://dx.doi.org/10.1002/oa.656>

Balestrieri, M.L., Bernet, M., Brandon, M.T., Picotti, V., Reiners, P., Zattin, M., 2003. Pliocene and Pleistocene exhumation and uplift of two key areas of the Northern Apennines. *Quat. Int.* 101–102, 67-73. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00089-7](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00089-7)

Báldi, K. 2006. Paleohőmérséklet becslésére szolgáló korszerű módszerek („proxy”-k), a tengeri mikropalontológiában. English abstract: Palaeotemperature proxies in the marine micropalaeontology. *Földt. Közl. vol.* 136/2, 191–200

Ballantyne, A.P., Rybczynski, N., Baker, P.A., Harington, C.R., White, D., 2006. Pliocene Arctic temperature constraints from the growth rings and isotopic composition of fossil larch. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 242, 188-200.

Balogh, K., Jám bor, A., Partényi, Z., Ravasz né Baranyai, L., Solti, G., 1982. A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora (K/Ar radiogenic age of Transdanubian basalts) *MÁFI Évi Jel.* 1980-ról. 243–259.

Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., 2005. Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 33–44.

Bartolini, C., 2003. When did the Northern Apennine become a mountain chain? *Quat. Int.* 101–102, 75-80. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00090-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00090-3)

Bernor, R., Kordos, L., Rook, L., Agustí, J., Andrews, P., Armour-Chelu, M., Begun, D., W. C Ameron, D., Damuth, J., Daxner-Höck, G., Bonis, L., Fejfar, O., Mészáros, L., 2004. Recent Advances on Multidisciplinary Research at Rudabánya, Late Miocene (MN9), Hungary: a compendium. *Paleontogr. ital.* 89, 3-36.

- Bertini, A., 2000. Pollen record from Colle Curti and Cesi: Early and Middle Pleistocene mammal sites in the Umbro-Marchean Apennine Mountains (central Italy). *J. Quat. Sci.* 15, 825. [http://dx.doi.org/10.1002/1099-1417\(200012\)15:8<825::aid-jqs561>3.0.co;2-6](http://dx.doi.org/10.1002/1099-1417(200012)15:8<825::aid-jqs561>3.0.co;2-6)
- Bertini, A., 2001. Pliocene climatic cycles and altitudinal forest development from 2.7 Ma in the Northern Apennines (Italy): Evidence from the pollen record of the Stirone section (~ 5.1 to ~ 2.2 Ma). *Geobios* 34, 253-265. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995\(01\)80074-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(01)80074-7)
- Bertini, A., 2010. Pliocene to Pleistocene palynoflora and vegetation in Italy: State of the art. *Quat. Int.* 225, 5-24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.025>
- Bianucci, G., Mazza, P., Merla, D., Sarti, G. és Cascella, A., 2001. The early Pliocene mammal assemblage of Val di Pugna (Tuscany, Italy) in the light of calcareous plankton biostratigraphical data and paleoecological observations. *Riv. Ital. Paleontol. S.*, 107, 425-438.
- Blake, R.E., Oneil, J.R., Garcia, G.A., 1997. Oxygen isotope systematics of biologically mediated reactions of phosphate .1. Microbial degradation of organophosphorus compounds. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 61, 4411-4422. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(97\)00272-x](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(97)00272-x)
- Blumenthal, S.A., Cerling, T.E., Chritz, K.L., Bromage, T.G., Kozdon, R., Valley, J.W., 2014. Stable isotope time-series in mammalian teeth: In situ $\delta^{18}\text{O}$ from the innermost enamel layer. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 124, 223-236. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2013.09.032>
- Bocherens, H., Pacaud, G., Lazarev, P.A., Mariotti, A., 1996. Stable isotope abundances (C-13, N-15) in collagen and soft tissues from Pleistocene mammals from Yakutia: Implications for the palaeobiology of the Mammoth Steppe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 31-44. [http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182\(96\)00068-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(96)00068-5)
- Boeuf, O., 1995. Le *Dicerorhinus etruscus* (Rhinocerotidae, Mammalia) du site pliocène supérieur de Chilhac (Haute-Loire, France). *Geobios* 28, 383-391. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995\(95\)80015-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(95)80015-8)
- Boivin, P., Barbet, P., Boeuf, O., Devouard, B., Besson, J.-C., Hénot, J.-M., Devidal, J.-L., Constantin, C., Charles, L., 2010. Geological setting of the lower Pleistocene fossil deposits of Chilhac (Haute-Loire, France). *Quat. Int.* 223, 107-115. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.010>
- Bohn, U., Neuhäusl, R., unter Mitarbeit von / with contributions by Gollub, G., Hettwer, C., Neuhäuslová, Z., Raus, Th., Schlüter, H. & Weber, H. (2000/2003): Karte der natürlichen Vegetation Europas / Map of the Natural Vegetation of Europe. Maßstab / Scale 1 : 2 5 00 000. Münster (Landwirtschaftsverlag)
- Boyde, A., 1967. The development of enamel structure. *P. Roy. Soc. Med.* 60, 923-928.
- Boyde, A., Fortelius, M., 1986. Development, structure and function of rhinoceros enamel. *Zool. J. Linn. Soc.* 87, 181-214. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1096->

Bradbury, H.J., Vandeginste, V., John, C.M., 2015. Diagenesis of phosphatic hardgrounds in the Monterey Formation: A perspective from bulk and clumped isotope geochemistry. *GSA Bulletin* 127, 1453-1463. <http://dx.doi.org/10.1130/B31160.1>

Bredenkamp, G.J., Spada, F., Kazmierczak, E., 2002. On the origin of northern and southern hemisphere grasslands. *Plant Ecol.* 163, 209-229. <http://dx.doi.org/10.1023/a:1020957807971>

Brierley, C.M., Fedorov, A.V., Liu, Z., Herbert, T.D., Lawrence, K.T., LaRiviere, J.P., 2009. Greatly Expanded Tropical Warm Pool and Weakened Hadley Circulation in the Early Pliocene. *Science* 323, 1714-1718. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1167625>

Bruhl, J.J., Wilson, K.L., 2007. Towards a Comprehensive Survey of C3 and C4 Photosynthetic Pathways in Cyperaceae. *Aliso* 23, 99-148. <http://dx.doi.org/10.5642/aliso.20072301.11>

Bryant, J.D., Froelich, P.N., 1995. A model of oxygen isotope fractionation in body water of large mammals. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59, 4523-4537. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00250-4](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00250-4)

Bryant, J.D., Koch, P.L., Froelich, P.N., Showers, W.J., Genna, B.J., 1996. Oxygen isotope partitioning between phosphate and carbonate in mammalian apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 5145-5148. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00308-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00308-0)

Cerling, T.E., Harris, J.M., 1999. Carbon isotope fractionation between diet and bioapatite in ungulate mammals and implications for ecological and paleoecological studies. *Oecologia* 120, 347-363. <http://dx.doi.org/10.1007/s004420050868>

Cerling, T.E., Harris, J.M., Leakey, M.G., 1999. Browsing and grazing in elephants: the isotope record of modern and fossil proboscideans. *Oecologia* 120, 364-374. <http://dx.doi.org/10.1007/s004420050869>

Cerling, T.E., Sharp, Z.D., 1996. Stable carbon and oxygen isotope analysis of fossil tooth enamel using laser ablation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 173-186. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00078-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00078-8)

Clarke, A., Rothery, P., 2008. Scaling of body temperature in mammals and birds. *Funct. Ecol.* 22, 58-67. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2435.2007.01341.x>

Clauss, M., Polster, C., Kienzle, E., Wiesner, H., Baumgartner, K., von Houwald, F., Streich, W.J., Dierenfeld, E., 2005. Energy and mineral nutrition and water intake in the captive Indian rhinoceros (*Rhinoceros unicornis*). *Zoo Biol.* 24, 1-14. <http://dx.doi.org/10.1002/zoo.20032>

Clementz, M.T., 2012. New insight from old bones: stable isotope analysis of fossil mammals. *J. Mammal.* 93, 368-380. <http://dx.doi.org/10.1644/11-mamm-s-179.1>

Codrea, V., Bejan, D., Ursachi, L., 2011. Mânăstirea: a New Pliocene Vertebrate Locality in Moldova, In: Csiki, Z. (Ed.), *Eight Romanian Symposium of Paleontology*, Bucharest.

- Coltorti, M., Pieruccinia, P., Rustioni, M., 2008. The Barga Basin (Tuscany): A record of Plio-Pleistocene mountain building of the Northern Apennines, Italy. *Quat. Int.*, 189, 56–70. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.08.048>
- Combourieu-Nebout, N., Bertini, A., Russo-Ermolli, E., Peyron, O., Klotz, S., Montade, V., Fauquette, S., Allen, J., Fusco, F., Goring, S., Huntley, B., Joannin, S., Lebreton, V., Magri, D., Martinetto, E., Orain, R., Sadori, L., 2015. Climate changes in the central Mediterranean and Italian vegetation dynamics since the Pliocene. *Rev. Paleobot. Palyno.* 218, 127-147. <http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.03.001>
- Croitoru, A.-E., Piticar, A., Dragotă, C.S., Burada, D.C., 2013. Recent changes in reference evapotranspiration in Romania. *Glob. Planet. Change* 111, 127-136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.004>
- Crowley, B.E., Wheatley, P.V., 2014. To bleach or not to bleach? Comparing treatment methods for isolating biogenic carbonate. *Chem. Geol.* 381, 234-242. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.006>
- Crowson, R.A., Showers, W.J., Wright, E.K., Hoering, T.C., 1991. Preparation of phosphate samples for oxygen isotope analysis. *Anal. Chem.* 63, 2397-2400. <http://dx.doi.org/10.1021/ac00020a038>
- Csank, A.Z., Patterson, W.P., Eglinton, B.M., Rybczynski, N., Basinger, J.F., 2011. Climate variability in the Early Pliocene Arctic: Annually resolved evidence from stable isotope values of sub-fossil wood, Ellesmere Island, Canada. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 308, 339-349. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.038>
- Csank, A.Z., Tripathi, A.K., Patterson, W.P., Eagle, R.A., Rybczynski, N., Ballantyne, A.P., Eiler, J.M., 2011. Estimates of Arctic land surface temperatures during the early Pliocene from two novel proxies. *Earth Plan. Sci. Lett.* 304, 291-299. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.030>
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468. <http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- De Bruijn, H., Daams, R., Daxner-Höck, G., Fahlbusch, V., Ginsburg, L., Mein, P., Morales, J., 1992. Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reimsburg 1990. *Newsl. Stratigr.* 26, 65–118. <http://dx.doi.org/10.1127/nos/26/1992/65>
- Demény A., 2003. Stabilizotóp-geokémia és termometria: hogyan és mire? Stable isotope geochemistry and thermometry: How to use and for what? *Földt. Közl.* 133/2 263-270
- Demény A., 2004. Stabilizotóp-geokémia. *Magyar Kémiai Folyóirat – Kémiai közlemények*, (109-110. évf.), 4. sz., 192-198, ISSN 1418-9933
- De Schepper, S., Gibbard, P.L., Salzmann, U., Ehlers, J., 2014. A global synthesis of the marine and terrestrial evidence for glaciation during the Pliocene Epoch. *Earth-Sci. Rev.* 135, 83-102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.04.003>

- De Schepper, S., Groeneveld, J., Naafs, B.D.A., Van Renterghem, C., Hennissen, J., Head, M.J., Louwye S, Fabian K. 2013. Northern Hemisphere Glaciation during the Globally Warm Early Late Pliocene. *Plos One* 8. (12): e81508, <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0081508>
- Dettman, D.L., Kohn, M.J., Quade, J., Ryerson, F.J., Ojha, T.P., Hamidullah, S., 2001. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. *Geology* 29, 31-34. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0031:ssiefa>2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0031:ssiefa>2.0.co;2)
- Domingo, L., Koch, P.L., Hernandez Fernandez, M., Fox, D.L., Domingo, M.S., Teresa Alberdi, M., 2013. Late Neogene and Early Quaternary Paleoenvironmental and Paleoclimatic Conditions in Southwestern Europe: Isotopic Analyses on Mammalian Taxa. *Plos One* 8, e63739, <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0063739>
- Doughty, C.E., Faurby, S., Svenning, J.C., 2016. The impact of the megafauna extinctions on savanna woody cover in South America. *Ecography* 39, 213-222. <http://dx.doi.org/10.1111/ecog.01593>
- Dowsett, H., Barron, J., Poore, R., 1996. Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction. *Mar. Micropaleontol.* 27, 13-25. [http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00050-X](http://dx.doi.org/10.1016/0377-8398(95)00050-X)
- Dowsett, H., Robinson, M., Haywood, A.M., Salzmann, U., Hill, D., Sohl, L.E., Chandler, M., Williams, M., Foley, K., Stoll, D.K., 2010. The PRISM3D paleoenvironmental reconstruction. *Stratigraphy* 7, 123-139.
- Dowsett, H.J., Foley, K.M., Stoll, D.K., Chandler, M.A., Sohl, L.E., Bentsen, M., Otto-Bliesner, B.L., Bragg, F.J., Chan, W.L., Contoux, C., Dolan, A.M., Haywood, A.M., Jonas, J.A., Jost, A., Kamae, Y., Lohmann, G., Lunt, D.J., Nisancioglu, K.H., Abe-Ouchi, A., Ramstein, G., Riesselman, C.R., Robinson, M.M., Rosenbloom, N.A., Salzmann, U., Stepanek, C., Strother, S.L., Ueda, H., Yan, Q., Zhang, Z.S., 2013. Sea Surface Temperature of the mid-Piacenzian Ocean: A Data-Model Comparison. *Scientific Reports* 3, article number 2013. <http://dx.doi.org/10.1038/srep02013>
- Drucker, D.G., Bridault, A., Hobson, K.A., Szuma, E., Bocherens, H., 2008. Can carbon-13 in large herbivores reflect the canopy effect in temperate and boreal ecosystems? Evidence from modern and ancient ungulates. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 266, 69-82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.020>
- Eagle, R.A., Schauble, E.A., Tripathi, A.K., Tütken, T., Hulbert, R.C., Eiler, J.M., 2010. Body temperatures of modern and extinct vertebrates from ^{13}C - ^{18}O bond abundances in bioapatite. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 10377-10382. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0911115107>
- Elias, S.A., Matthews Jr, J.V., 2002. Arctic North American seasonal temperatures from the latest Miocene to the Early Pleistocene, based on mutual climatic range analysis of fossil beetle assemblages. *Can. J. Earth Sci.* 39, 911-920. <http://dx.doi.org/10.1139/e01-096>
- Epstein, S., Buchsbaum, H. A., Lowenstam, H. A., Urey, H. C. 1953: Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64,1315-1326.

10.1130/0016-7606(1953)64[1315:RCITS]2.0.CO;2

Epstein, S., Mayeda, T., 1953. Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4, 213-224. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90051-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9)

Erdei, B., Hably, L., Kázmér, M., Utescher, T., Bruch, A.A., 2007. Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 253, 115-140. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.03.036>

Eronen, J.T., Rook, L., 2004. The Mio-Pliocene European primate fossil record: dynamics and habitat tracking. *J Hum Evol* 47, 323-341. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhevol.2004.08.003>

Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., Hubick, K.T., 1989. Carbon Isotope Discrimination and Photosynthesis. *Annu. Rev. Plant. Phys.* 40, 503-537. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.40.060189.002443>

Fauquette, S., Bertini, A., 2003. Quantification of the northern Italy Pliocene climate from pollen data: evidence for a very peculiar climate pattern. *Boreas* 32, 361-369. <http://dx.doi.org/10.1080/03009480310002235>

Fauquette, S., Suc, J.P., Bertini, A., Popescu, S.M., Warny, S., Taoufiq, N.B., Villa, M.J.P., Chikhi, H., Feddi, N., Subally, D., Clauzon, G., Ferrier, J., 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 281-301. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.029>

Fauquette, S., Suc, J.P., Guiot, J., Diniz, F., Feddi, N., Zheng, Z., Bessais, E., Drivaliari, A., 1999. Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 152, 15-36. [http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182\(99\)00031-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(99)00031-0)

Fejfar, O. 1964: The lower Villafranchian vertebrates from Hajnáčka near Filákovo in Southern Slovakia. *Rozpravy Ústředního ústavu geologického* 30, 1–116.

Fejfar, O., Heinrich, W.-D., Heintz, É., 1990. Neues aus dem Villafranchium von Hajnáčka bei Filakovo (Slowakei, ČSSR). *Quartärpaläontologie* 8, 47–70.

Fejfar, O., Heinrich, W.-D., Lindsay, E.H., 1998. Updating the Neogene rodent biochronology in Europe. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO* 60, 533e554.

Fejfar, O., Sabol, M., Tóth, C., 2012. Early pliocene vertebrates from ivanovce and hajnáčka (Slovakia). VIII. ursidae, mustelidae, tapiridae, bovidae and proboscidea from ivanovce. *Neues Jahrb. Geol. P.-A.* 264, 95–115. <http://dx.doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0231>

Feranec, R.S., 2004. Geographic variation in the diet of hypsodont herbivores from the RanchoLabrean of Florida. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 207, 359-369. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.09.031>

- Feranec, R.S., MacFadden, B.J., 2006. Isotopic discrimination of resource partitioning among ungulates in C-3-dominated communities from the Miocene of Florida and California. *Paleobiology* 32, 191-205. <http://dx.doi.org/10.1666/05006.1>
- Firsching, F.H., 1961. Precipitation of Silver Phosphate from Homogenous Solution. *Anal. Chem.* 33, 873-874. <http://dx.doi.org/10.1021/ac60175a018>
- Fondi, R., 2007. Introduzione alla conoscenza dei mammiferi del Plio-Pleistocene italiano. II: Proboscidi. *Etrurianatura* 2, 40-50.
- Forno, M.G., Gattiglio, M., Comina, C., Barbero, D., Bertini, A., Doglione, A., Gianotti, F., Irace, A., Martinetto, M., Mottura, A., Sala, B., 2015. Stratigraphic and tectonic notes on the Villafranca d'Asti succession in the type-area and Castelnuovo Don Bosco sector (Asti reliefs, Piedmont). *A. M. Q.* 28, 5-27.
- Fortelius, M., Eronen, J., Jernvall, J., Liu, L.P., Pushkina, D., Rinne, J., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z.Q., Zhou, L.P., 2002. Fossil mammals resolve regional patterns of Eurasian climate change over 20 million years. *Evol. Ecol. Res.* 4, 1005-1016.
- Fortelius, M., Eronen, J., Liu, L.P., Pushkina, D., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z.Q., 2006. Late Miocene and Pliocene large land mammals and climatic changes in Eurasia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 219-227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.042>
- Fortelius, M., Mazza, P., Sala, B., 1993. *Stephanorhinus* (Mammalia: Rhinocerotidae) of the Western European Pleistocene, with a revision of *S. etruscus* (Falconer, 1868). *Paleontogr. ital.* 80, 63-155.
- Fricke, H.C., Clyde, W.C., O'Neil, J.R., 1998. Intra-tooth variations in delta O-18 (PO4) of mammalian tooth enamel as a record of seasonal variations in continental climate variables. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1839-1850. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00114-8](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00114-8).
- Fricke, H.C., O'Neil, J.R., 1996. Inter- and intra-tooth variation in the oxygen isotope composition of mammalian tooth enamel phosphate: implications for palaeoclimatological and palaeobiological research. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 91-99. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00072-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00072-7)
- García-Alix, A., 2015. A multiproxy approach for the reconstruction of ancient continental environments. The case of the Mio–Pliocene deposits of the Granada Basin (southern Iberian Peninsula). *Glob. Planet. Change* 131, 1-10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.04.005>
- Garvie-Lok, S.J., Varney, T.L., Katzenberg, M.A., 2004. Preparation of bone carbonate for stable isotope analysis: the effects of treatment time and acid concentration. *J. Archaeol. Sci.* 31, 763-776. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2003.10.014>
- Gasparik, M., 2001. Neogene proboscidean remains from Hungary; an overview. *Fragm. Palaeontol. Hun.* 19, 61–77.
- Gasparik, M., 2007. “Elephants” in the cellar. A revision of the Neogene Proboscidean

remains, damaged in the fire of the Hungarian Natural History Museum in 1956. *Fragm. Palaeontol. Hun.* 24–25, 83–91.

Genty, D., Labuhn, I., Hoffmann, G., Danis, P.A., Mestre, O., Bourges, F., Wainer, K., Massault, M., Van Exter, S., Régnier, E., Orengo, P., Falourd, S., Minster, B., 2014. Rainfall and cave water isotopic relationships in two South-France sites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 131, 323-343. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.043>

Giustini, F., Brilli, M., Patera, A., 2016. Mapping oxygen stable isotopes of precipitation in Italy. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 8, 162-181. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.04.001>

González-Guarda, E., Petermann-Pichincura, A., Tornero, C., Domingo, L., Agustí, J., Pino, M., Abarzúa, A.M., Capriles, J.M., Villavicencio, N.A., Labarca, R., Tolorza, V., Sevilla, P., Rivals, F., 2018. Multiproxy evidence for leaf-browsing and closed habitats in extinct proboscideans (Mammalia, Proboscidea) from Central Chile. *Proc. Natl. Acad. Sci.* <https://doi.org/10.1073/pnas.1804642115>

Guérin, C., 1972. Une nouvelle espèce de Rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) à Viallette (Haute-Loire, France) et dans d'autres gisements du Villafranchien Inférieur Européen: *Dicerorhinus jeanvireti* n. sp. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci Lyon* 49, 53-161.

Guérin, C., 1980. Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci Lyon* 79, 1-1183.

Guérin, C., Faure, M., Argant, A., Argant, J., Cregut-Bonnoure, E., Debard, E., Delson, E., Eisenmann, V., Huguency, M., Limondin-Lozouet, N., Martin-Suarez, E., Mein, P., Mourer-Chauvire, C., Parenti, F., Pastre, J.F., Sen, S., Valli, A., 2004. The Late Pliocene site of Saint-Vallier (Drome, France): synthesis of biostratigraphic and palaeoecological conclusions. *Geobios* 37, S349-S360. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-6995\(04\)80023-8](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-6995(04)80023-8)

Hably, L., 2002. Late Neogene vegetation and climate reconstruction in Hungary. *Acta Univ. Carol., Geol.* 46, 85-90.

Hably, L., Kvacek, Z., 1998. Pliocene mesophytic forests surrounding crater lakes in western Hungary. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 101, 257-269. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(97\)00077-8](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(97)00077-8)

Halas, S., Skrzypek, G., Meier-Augenstein, W., Pelc, A., Kemp, H.F., 2011. Inter-laboratory calibration of new silver orthophosphate comparison materials for the stable oxygen isotope analysis of phosphates. *Rapid Commun. Mass Sp.* 25, 579-84. <http://dx.doi.org/10.1002/rcm.4892>

Hartman, G., Bar-Yosef, O., Brittingham, A., Grosman, L., Munro, N.D., 2016. Hunted gazelles evidence cooling, but not drying, during the Younger Dryas in the southern Levant. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 3997-4002. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1519862113>

Haywood, A.M., Valdes, P.J., Sellwood, B.W., 2002. Magnitude of climate variability during middle Pliocene warmth: a palaeoclimate modelling study. *Palaeogeogr.*

Palaeoclimatol. Palaeoecol. 188, 1–24. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00506-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00506-0)

Haywood, A.M., Hill, D.J., Dolan, A.M., Otto-Bliesner, B.L., Bragg, F., Chan, W.L., Chandler, M.A., Contoux, C., Dowsett, H.J., Jost, A., Kamae, Y., Lohmann, G., Lunt, D.J., Abe-Ouchi, A., Pickering, S.J., Ramstein, G., Rosenbloom, N.A., Salzmann, U., Sohl, L., Stepanek, C., Ueda, H., Yan, Q., Zhang, Z., 2013. Large-scale features of Pliocene climate: results from the Pliocene Model Intercomparison Project. *Clim. Past* 9, 191–209. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-9-191-2013>

Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., Beu, A.G., Boyes, A.F., Cooper, R.A., Krijgsman, W., Ogg, J.G., Piller, W.E., Wilson, D.S., 2012. The Neogene Period, in: Gradstein, F.M., Schmitz, J.G.O.D., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geologic Time Scale*. Elsevier, Boston. 923–978. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9>

Hill, D.J., Csank, A.Z., Dolan, A.M., Lunt, D.J., 2011. Pliocene climate variability: Northern Annular Mode in models and tree-ring data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 309, 118–127. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.04.003>

Holec, P., 1996. A Plio-Pleistocene large mammal fauna from Strekov and Nová Vieska, south Slovakia. *Acta Zool. Cracov.* 39, 219–222.

Hoppe, K.A., Amundson, R., Vavra, M., McClaran, M.P., Anderson, D.L., 2004. Isotopic analysis of tooth enamel carbonate from modern North American feral horses: implications for paleoenvironmental reconstructions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 203, 299–311. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00688-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00688-6)

Hoppe, K.A., Stuska, S., Amundson, R., 2005. The implications for paleodietary and paleoclimatic reconstructions of intrapopulation variability in the oxygen and carbon isotopes of teeth from modern feral horses. *Quat. Res.* 64, 138–146. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2005.05.007>

Hoppe, K.A., Koch, P.L., 2007. Reconstructing the migration patterns of late Pleistocene mammals from northern Florida, USA. *Quat. Res.* 68, 347–352. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.08.001>

Hordijk, K., De Bruijn, H., 2009. The succession of rodent faunas from the Mio/Pliocene lacustrine deposits of the Florina–Ptolemais–Servia Basin (Greece). *Hell. J. Geosci.* 44, 21–103.

Hurai, V., Paquette, J.-L., HuraiovÁ, M., Sabol, M., 2012. U–Pb geochronology of zircons from fossiliferous sediments of the Hajnáčka I maar (Slovakia) – type locality of the MN 16a biostratigraphic subzone. *Geol. Mag.* 149, 989–1000. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756812000106>

Iacumin, P., Bocherens, H., Mariotti, A., Longinelli, A., 1996. Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate and phosphate in biogenic apatite: A way to monitor diagenetic alteration of bone phosphate? *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 1–6. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00093-3](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(96)00093-3)

Iacumin, P., Nikolaev, V., Ramigni, M., 2000. C and N stable isotope measurements on Eurasian fossil mammals, 40 000 to 10 000 years BP: Herbivore physiologies and

palaeoenvironmental reconstruction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 163, 33-47. [http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182\(00\)00141-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00141-3)

Irace, A., Monegato, G., Tema, E., Martinetto, E., Gianolla, D., Vassio, E., Bellino, L., Violanti, D., 2015. Unconformity-bounded stratigraphy in the Plio-Pleistocene continental record: new insights from the Alessandria Basin (NW Italy). *Geol. J.* 2015[Published online]. <http://dx.doi.org/10.1002/gj.2744>

Jeffers, E.S., Whitehouse, N.J., Lister, A., Plunkett, G., Barratt, P., Smyth, E., Lamb, P., Dee, M.W., Brooks, S.J., Willis, K.J., Froyd, C.A., Watson, J.E., Bonsall, M.B., 2018. Plant controls on Late Quaternary whole ecosystem structure and function. *Ecol. Lett.* 21, 814-825. <http://dx.doi.org/10.1111/ele.12944>

Ji, Q., Luo, Z-X., Yuan, C-X., Wible, J.R., Zhang, J-P., Georgi, J.A., 2002. The earliest known eutherian mammal. *Nature* 416, 816-822. <http://dx.doi.org/10.1038/416816a>

Jost, A., Fauquette, S., Kageyama, M., Krinner, G., Ramstein, G., Suc, J.P., Violette, S., 2009. High resolution climate and vegetation simulations of the Late Pliocene, a model-data comparison over western Europe and the Mediterranean region. *Clim. Past* 5, 585-606. <http://dx.doi.org/10.5194/cp-5-585-2009>

Kahlke, R.D., 2007. Late Early Pleistocene European large mammals and the concept of an Epivillafranchian biochron, *CFS Cour. Forsch. -Inst. Senckenberg.* 265-278.

Kahlke, R-D., García, N., Kostopoulos, D.S., Lacomat, F., Lister, A.M., Mazza, P.P.A., Spassov, N., Titov, V.V., 2011. Western Palaeartic palaeoenvironmental conditions during the Early and early Middle Pleistocene inferred from large mammal communities, and implications for hominin dispersal in Europe. *Quat. Sci. Rev.* 30, 1368-1395. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.020>

Kele, S., Bajnai, D. Kapcsolt izotópok (clumped isotopes) a földtudományi kutatásokban *Földt. Közl.* vol. 143/2, 177-194. <http://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.2.177>

Klotz, S., Fauquette, S., Combourieu-Nebout, N., Uhl, D., Suc, J-P., Mosbrugger, V., 2006. Seasonality intensification and long-term winter cooling as a part of the Late Pliocene climate development. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 174-187. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.005>

Koch, P.L., 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 573-613. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.573>

Koch, P.L., Tuross, N., Fogel, M.L., 1997. The effects of sample treatment and diagenesis on the isotopic integrity of carbonate in biogenic hydroxylapatite. *J. Archaeol. Sci.* 24, 417-429. <http://dx.doi.org/10.1006/jasc.1996.0126>

Kocsis, L., 2011. Geochemical Compositions of Marine Fossils as Proxies for Reconstructing Ancient Environmental Conditions. *Chimia* 65, 787-791. <http://dx.doi.org/10.2533/chimia.2011.787>

Kocsis, L., Ozsvart, P., Becker, D., Ziegler, R., Scherler, L., Codrea, V., 2014. Orogeny forced terrestrial climate variation during the late Eocene-early Oligocene in Europe.

Geology 42, 727-730. <http://dx.doi.org/10.1130/g35673.1>

Kohn, M.J., 1996. Predicting animal delta O-18: Accounting for diet and physiological adaptation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4811-4829. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(96\)00240-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(96)00240-2)

Kohn, M.J., 2004. Comment: Tooth enamel mineralization in ungulates: Implications for recovering a primary isotopic time-series, by B.H. Passey and T.E. Cerling (2002). *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 403-405. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(03\)00443-5](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(03)00443-5)

Kohn MJ. 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107, 19691-19695. DOI: 10.1073/pnas.1004933107

Kohn, M.J., Cerling, T.E., 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. *Rev. Mineral. Geochem.* 48, 455–488. <http://dx.doi.org/10.2138/rmg.2002.48.12>

Kohn, M.J., McKay, M.P., 2012. Paleoeology of late Pleistocene–Holocene faunas of eastern and central Wyoming, USA, with implications for LGM climate models. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 326–328, 42-53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.037>

Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Valley, J.W., 1998. Variability in oxygen isotope compositions of herbivore teeth: reflections of seasonality or developmental physiology? *Chem. Geol.* 152, 97-112. [http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00099-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00099-0)

Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Barker, W.W., 1999. Altered states: Effects of diagenesis on fossil tooth chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2737-2747. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(99\)00208-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00208-2).

Kordos L., 1987. Neogene Vertebrate Biostratigraphy in Hungary. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70, 393-396.

Kormos, T., 1917. Die pliozänen Schichten von Ajnacskö und ihre fauna. *Jahresbericht der Königlich Ungarischen Geologischen Reichsanstalt* 1915, 564–582.

Kornexl, B.E., Gehre, M., Höfling, R., Werner, R.A., 1999. On-line $\delta^{18}\text{O}$ measurement of organic and inorganic substances. *Rapid Commun. Mass. Spec.* 13, 1685-1693. [http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0231\(19990830\)13:16<1685::AID-RCM699>3.0.CO;2-9](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1097-0231(19990830)13:16<1685::AID-RCM699>3.0.CO;2-9)

Kotsakis, T., 1986. Elementi di paleobiogeografia dei mammiferi terziari dell'Italia. *Hystrix*, 1, 25-68.

Kotsakis, T., Barisone, G., 2008. I vertebrati fossili continentali del Plio-Pleistocene dell'area Romana, in: Funicciello, R., Praturlon, A., Giordano, G. (Eds.), *La Geologia Di Roma, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 80, 115–143.

Kotsakis, T., Pandolfi, L., 2012. The Plio-Pleistocene Mammal Assemblages from the Intra-Appennine Basins. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 23, 69-76.

- Kováč, M., Synak, R., Fordinál, K., Joniak, P., Tóth, C., Vojtko, R., Nagy, A., Baráth, I., Maglay, J., Minár, J., 2011. Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: Inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. *Geol. Carpath.* 62, 519–534. <http://dx.doi.org/10.2478/v10096-011-0037-4>
- 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. *Quat. Int.* 276–277, 145–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.009>
- Kovács, J., Raucsik, B., Varga, A., Újvári, G., Varga, G., Ottner, F., 2013. Clay mineralogy of red clay deposits from the central Carpathian Basin (Hungary): implications for Plio-Pleistocene chemical weathering and palaeoclimate. *Turk. J. Earth Sci.* 22, 414–426. <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1201-4>
- Kovács, J., Szabó, P., Kocsis, L., Vennemann, T., Sabol, M., Gasparik, M., Virág, A., 2015. Pliocene and Early Pleistocene paleoenvironmental conditions in the Pannonian Basin (Hungary, Slovakia): Stable isotope analyses of fossil proboscidean and perissodactyl teeth. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 440, 455–466. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.019>
- Kovar-Eder, J., Kvaček, Z., Martinetto, E., Roiron, P., 2006. Late Miocene to Early Pliocene vegetation of southern Europe (7–4Ma) as reflected in the megafossil plant record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 321–339. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.031>
- Kretzoi, M., 1985. Sketch of the biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin. Stud. Geogr. Hung.* 19, 3–20.
- Kürschner, W.M., 2010. C-isotope composition of fossil sedges and grasses. *Geophys. Res. Abstr.* 12, EGU2010-8012-1.
- Lacombat, F., Abbazzi, L., Ferretti, M.P., Martínez-Navarro, B., Moullé, P.-E., Palombo, M.-R., Rook, L., Turner, A., Valli, A.M.F., 2008. New data on the Early Villafranchian fauna from Vialette (Haute-Loire, France) based on the collection of the Crozatier Museum (Le Puy-en-Velay, Haute-Loire, France). *Quat. Int.* 179, 64–71. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.09.005>
- Lacombat, F., Mors, T., 2008. The northernmost occurrence of the rare Late Pliocene rhinoceros *Stephanorhinus jeanvireti* (Mammalia, Perissodactyla). *Neues Jahrb. Geol. P-A.* 249, 157–165. <http://dx.doi.org/10.1127/0077-7749/2008/0249-0157>
- LaRiviere, J.P., Ravelo, A.C., Crimmins, A., Dekens, P.S., Ford, H.L., Lyle, M., Wara, M.W., 2012. Late Miocene decoupling of oceanic warmth and atmospheric carbon dioxide forcing. *Nature* 486, 97–100. <http://dx.doi.org/10.1038/nature11200>
- Lécuyer, C., Grandjean, P., Emig, C.C., 1996. Determination of oxygen isotope fractionation between water and phosphate from living lingulids: potential application to palaeoenvironmental studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 126, 101–108. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00073-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00073-9)

- Lécuyer, C., 2004. Chapter 22 - Oxygen Isotope Analysis of Phosphate A2 - Groot, Pier A. de, Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques. Elsevier, Amsterdam. 482-496. <https://doi.org/10.1016/B978-044451114-0/50024-7>
- Lee-Thorp, J.A., van der Merwe, N.J., 1987. Carbon isotope analysis of fossil bones apatite. *S. Afr. J. Sci.* 83, 712–715.
- Lee-Thorp, J.A., Sealy, J.C., van der Merwe, N.J., 1989. Stable carbon isotope ratio differences between bone collagen and bone apatite, and their relationship to diet. *J. Archaeol. Sci.* 16, 585-599. [http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403\(89\)90024-1](http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403(89)90024-1)
- Levin, N.E., Cerling, T.E., Passey, B.H., Harris, J.M., Ehleringer, J.R., 2006. A stable isotope aridity index for terrestrial environments. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 103, 11201-11205. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.0604719103>
- Liang, Y., Blake, R.E., 2007. Oxygen isotope fractionation between apatite and aqueous-phase phosphate: 20-45 degrees C. *Chem. Geol.* 238, 121-133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.11.004>
- Loarie, S.R., van Aarde, R.J., Pimm, S.L., 2009. Elephant seasonal vegetation preferences across dry and wet savannas. *Biol. Conserv.* 142, 3099-3107. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2009.08.021>
- Longinelli, A., 1984. Oxygen isotopes in mammal bone phosphate: A new tool for paleohydrological and paleoclimatological research? *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 385-390. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90259-x](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(84)90259-x)
- Longinelli A., Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *J. Hydrol.* 270, 75-88. [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00281-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00281-0)
- Loss, R., 1945. Resti di Rhinoceros dalla località Becchi di Castelnuovo San Bosco (Colle San Bosco, Torino). *Natura* 36, 63-70.
- Luz, B., Cormie, A.B., Schwarcz, H.P., 1990. Oxygen isotope variations in phosphate of deer bones. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 1723-1728. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90403-8](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(90)90403-8)
- Luz, B., Kolodny, Y., 1985. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites. 4. Mammal teeth and bones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 75, 29-36. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x\(85\)90047-0](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821x(85)90047-0)
- Luz, B., Kolodny, Y., Horowitz, M., 1984. Fractionation of oxygen isotopes between mammalian bone-phosphate and environmental drinking water. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1689-1693. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90338-7](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(84)90338-7)
- Magri, D., Di Rita, F., Palombo, M.R., 2010. An Early Pleistocene interglacial record from an intermontane basin of central Italy (Scoppito, L'Aquila). *Quat. Int.* 225, 106-113. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2009.04.005>
- Makarewicz, C.A., 2017. Sequential $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses of early Holocene bovid tooth enamel: Resolving vertical transhumance in Neolithic domesticated sheep and goats. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*

<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.028>

Makarewicz, C.A., Pederzani, S., 2017. Oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and carbon ($\delta^{13}\text{C}$) isotopic distinction in sequentially sampled tooth enamel of co-localized wild and domesticated caprines: Complications to establishing seasonality and mobility in herbivores. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 485, 1-15.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.010>

Mancini, M., Cavuoto, G., Pandolfi, L., Petronio, C., Salari, L., Sardella, R., 2012. Coupling basin infill history and mammal biochronology in a Pleistocene intramontane basin: The case of western L'Aquila Basin (central Apennines, Italy). *Quat. Int.* 267, 62-77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2011.03.020>

Mandic, O., Göhlich, U., Hrvatović, H., Mauch Lenardić, J., Čvorović, B., Glamuzina, G., Radoš, D., 2013. New Proboscidean Site from the High Karst Dinarides in Southern Bosnia and Hercegovina. Istanbul Technical University, Book of Abstracts 14th RCMNS Congress: Neogene to Quaternary Geological Evolution of Mediterranean, Paratethys and Black sea.

Marchina, C., Bianchini, G., Natali, C., Pennisi, M., Colombani, N., Tassinari, R., Knoeller, K., 2015. The Po river water from the Alps to the Adriatic Sea (Italy): new insights from geochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ - δD) data. *Environ Sci Pollut Res* 22, 5184-5203. <http://dx.doi.org/10.1007/s11356-014-3750-6>

Martin, C., Bentaleb, I., Kaandorp, R., Iacumin, P., Chatri, K., 2008. Intra-tooth study of modern rhinoceros enamel $\delta^{18}\text{O}$: Is the difference between phosphate and carbonate $\delta^{18}\text{O}$ a sound diagenetic test? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 266, 183-189.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.03.039>

Martinelli, L.A., Devol, A.H., Victoria, R.L., Richey, J.E., 1991. Stable carbon isotope variation in C3 and C4 plants along the Amazon River. *Nature* 353, 57-59
<https://doi.org/10.1038/353057a0>

Martinetto, E., 2015. Monographing the Pliocene and Early Pleistocene carpoofloras of Italy: methodological challenges and current progress. *Palaeontographica Abt. B.* 293, 57-99.

Martinetto, E., Momohara, A., Bizzarri, R., Baldanza, A., Delfino, M., Esu, D., Sardella, R., 2015. Late persistence and deterministic extinction of humid thermophilous plant taxa of East Asian affinity (HUTEA) in southern Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 467, 211-231.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.015>

Masini, F., Ficcarelli, G., Torre, D., 1994. Late Villafranchian and the earliest Galerian mammal Faunas from some intermontane basins of north-central Italy. *Memorie della Societa` Geologica Italiana* 48, 381-389.

Masini, F., Sala, B., 2007. Large- and small-mammal distribution patterns and chronostratigraphic boundaries from the Late Pliocene to the Middle Pleistocene of the Italian peninsula. *Quat. Int.* 160, 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.008>

Maxia, C., 1949. Resti di mammiferi rinvenuti nella miniera di lignite di Caste1 S.

Pietro (Sabina). *Ric. Sci.* 19, 346-347.

Mazza, P., 1988. The Tuscan Early Pleistocene rhinoceros *Dicerorhinus etruscus*. *Palaeontogr. Ital.* 75, 1-87.

Metcalf, J.Z., Longstaffe, F.J., 2012. Mammoth tooth enamel growth rates inferred from stable isotope analysis and histology. *Quat. Res.* 77, 424-432.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2012.02.002>

Metcalf, J.Z., Longstaffe, F.J., Ballenger, J.A., Haynes, C.V., Jr., 2011. Isotopic paleoecology of Clovis mammoths from Arizona. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 108, 17916-17920. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1113881108>

Metcalf, J.Z., Longstaffe, F.J., Jass, C.N., Zazula, G.D., Keddie, G., 2016. Taxonomy, location of origin and health status of proboscideans from Western Canada investigated using stable isotope analysis. *J. Quat. Sci.* 31, 126-142.
<http://dx.doi.org/10.1002/jqs.2849>

Metcalf, J.Z., Longstaffe, F.J., White CD. 2009. Method-dependent variations in stable isotope results for structural carbonate in bone bioapatite. *J. Archaeol. Sci.* 36, 110-121.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2008.07.019>

Metcalf, J.Z., Longstaffe, F.J., Zazula, G.D., 2010. Nursing, weaning, and tooth development in woolly mammoths from Old Crow, Yukon, Canada: Implications for Pleistocene extinctions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 298, 257-270.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.032>

Meyers, S.R., Hinnov, L.A., 2010. Northern Hemisphere glaciation and the evolution of Plio-Pleistocene climate noise. *Paleoceanography* 25, PA3207.
<http://dx.doi.org/10.1029/2009pa001834>

Mishra, S., Tripathi, A., Tripathi, D.K., Chauhan, D.K., 2015. Role of sedges (Cyperaceae) in wetlands, environmental cleaning and as food material: Possibilities and future perspectives, in: Azooz, M.M., Ahmad, P. (Eds.), *Plant-Environment Interaction: Responses and Approaches to Mitigate Stress*. John Wiley és Sons Ltd., Chichester, 327–338. <http://dx.doi.org/10.1002/9781119081005.ch18>

Montanari, S., Louys, J., Price, G.J., 2013. Pliocene Paleoenvironments of Southeastern Queensland, Australia Inferred from Stable Isotopes of Marsupial Tooth Enamel. *Plos One* 8, e66221. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0066221>

Montuire, S., Maridet, O., Legendre, S., 2006. Late Miocene–Early Pliocene temperature estimates in Europe using rodents. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 247-262. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.026>

Mosbrugger, V., Utescher, T., Dilcher, D.L., 2005. Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 102, 14964–14969.

Mottl, M., 1939. Die mittelplozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve.* 32. 257–350.

Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P., 2008. Reconstructing

- paleoenvironment, eruption mechanism and paleomorphology of the Pliocene Pula maar, (Hungary). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 441-456.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.010>
- Nomade, S., Pastre, J.F., Guillou, H., Faure, M., Guérin, C., Delson, E., Debard, E., Voinchet, P., Messenger, E., 2014. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on some French landmark Late Pliocene to Early Pleistocene large mammalian paleofaunas: Paleoenvironmental and paleoecological implications. *Quat. Geochronol.* 21, 2-15.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2012.12.006>
- O'Leary, M.H., 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry* 20, 553-567. [https://doi.org/10.1016/0031-9422\(81\)85134-5](https://doi.org/10.1016/0031-9422(81)85134-5)
- O'Leary, M.H., 1988. Carbon Isotopes in Photosynthesis. *BioScience* 38, 328-336.
<http://dx.doi.org/10.2307/1310735>
- Oms, O., Dinarès-Turell, J., Agustí, J., M. Parés, J., 2017. Refinements of the European Mammal Biochronology from the Magnetic Polarity Record of the Plio–Pleistocene Zújar Section, Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quat. Res.* 51, 94-103.
<http://dx.doi.org/10.1006/qres.1998.2018>
- O'Neil, J.R., Roe, L.J., Reinhard, E., Blake, R.E., 1994. A rapid and precise method of oxygen isotope analysis of biogenic phosphate. *Isr. J. Earth Sci.* 43, 203–212.
- Palombo, M.R., 2007. What is the boundary for the Quaternary period and Pleistocene epoch? The contribution of turnover patterns in large mammalian complexes from north-western Mediterranean to the debate. *Quaternaire* 18, 35-53
- Palombo, M.R., Valli, A.M.F., 2003. Remarks on the biochronology of mammalian faunal complexes from the Pliocene to the Middle Pleistocene in France. *Geologica Romana*, 145-163.
- Pandolfi, L., 2013. New and revised occurrences of *Dihoplus megarhinus* (Mammalia, Rhinocerotidae) in the Pliocene of Italy. *Swiss J. Palaeontol.* 132, 239-255.
<http://dx.doi.org/10.1007/s13358-013-0056-0>
- Pandolfi L, Petronio C. 2011. *Stephanorhinus etruscus* (Falconer, 1868) from Pirro Nord (Apricena, Foggia, Southern Italy) with notes on the other late Early Pleistocene rhinoceros remains of Italy. *Riv. Ital. Paleontol. S.* 117, 173-187.
- Pandolfi, L., Grossi, F., Frezza, V., 2015. New insights into the Pleistocene deposits of Monte delle Piche, Rome, and remarks on the biochronology of continental *Hippopotamus* (Mammalia, Hippopotamidae) and *Stephanorhinus etruscus* (Mammalia, Rhinocerotidae) in Italy. *Estud. Geol.* 71, e026.
<http://dx.doi.org/10.3989/egol.41796.337>
- Passey, B.H., Cerling, T.E., 2002. Tooth enamel mineralization in ungulates: implications for recovering a primary isotopic time-series. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3225-3234. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00933-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00933-X)
- Passey, B.H., Robinson, T.F., Ayliffe, L.K., Cerling, T.E., Sponheimer, M., Dearing, M.D., Roeder, B.L., Ehleringer, J.R., 2005. Carbon isotope fractionation between diet,

breath CO₂, and bioapatite in different mammals. *J. Archaeol. Sci.* 32, 1459-1470. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2005.03.015>

Pellegrini, M., Lee-Thorp, J.A., Donahue, R.E., 2011. Exploring the variation of the delta O-18(p) and delta O-18(c) relationship in enamel increments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 310, 71-83. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.023>

Pellegrini, M., Snoeck, C., 2016. Comparing bioapatite carbonate pre-treatments for isotopic measurements: Part 2 — Impact on carbon and oxygen isotope compositions. *Chem. Geol.* 420, 88-96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.038>

Petronio, C., Bellucci, L., Martinetto, E., Pandolfi, L., Salari, L., 2011. Biochronology and palaeoenvironmental changes from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Central Italy. *Geodiversitas* 33, 485-517. <http://dx.doi.org/10.5252/g2011n3a4>

Plair, B.L., Reinhart, P.R., Roth, T.L., 2012. Neonatal Milestones, Behavior and Growth Rate of Sumatran Rhinoceros (*Dicerorhinus sumatrensis*) Calves Born and Bred in Captivity. *Zoo Biol.* 31, 546-560. <http://dx.doi.org/10.1002/zoo.20419>

Podlesak, D.W., Torregrossa, A.-M., Ehleringer, J.R., Dearing, M.D., Passey, B.H., Cerling, T.E., 2008. Turnover of oxygen and hydrogen isotopes in the body water, CO₂, hair, and enamel of a small mammal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 19-35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.003>

Pontini, M.R., Bertini, A., 2000. Late Pliocene vegetation and climate in Central Italy: high-resolution pollen analysis from the Fosso Bianco succession (Tiberino Basin). *Geobios* 33, 519-526. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-6995\(00\)80024-8](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-6995(00)80024-8)

Pott, R., 1995. The origin of grassland plant species and grassland communities in Central Europe. *Fitosociologia* 29, 7-32. <https://doi.org/10.1111/gfs.12066>

Pryor, A.J.E., Stevens, R.E., O'Connell, T.C., Lister, J.R., 2014. Quantification and propagation of errors when converting vertebrate biomineral oxygen isotope data to temperature for palaeoclimate reconstruction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 412, 99-107. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.07.003>

Pushkina, D., Bocherens, H., Ziegler, R., 2014. Unexpected palaeoecological features of the Middle and Late Pleistocene large herbivores in southwestern Germany revealed by stable isotopic abundances in tooth enamel. *Quat. Int.* 339, 164-178. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.033>

Quade, J., Cerling, T.E., Barry, J.C., Morgan, M.E., Pilbeam, D.R., Chivas, A.R., Lee-Thorp, J.A., van der Merwe, N.J., 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. *Chem. Geol.* 94, 183-192. [http://dx.doi.org/10.1016/0168-9622\(92\)90011-x](http://dx.doi.org/10.1016/0168-9622(92)90011-x)

Radulescu, C., Samson, P.-M., Petculescu, A., StiucĂ, E., 2003. Pliocene large mammals of Romania. *Coloquios de Paleontología* 1, 549-558.

Ravazzi, C., Pini, R., Breda, M., 2009. Reconstructing the palaeoenvironments of the early Pleistocene mammal faunas from the pollen preserved on fossil bones. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2940-2954. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.07.022>

- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Olivarez Lyle, A., Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263. <http://dx.doi.org/10.1038/nature02567>
- Renou, J.-P., Deponge, C., Gachon, P., Bonnefoy, J.-C., Coulon, J.-B., Garel, J.-P., Vérité, R., Ritz, P., 2004. Characterization of animal products according to geographic origin and feeding diet using nuclear magnetic resonance and isotope ratio mass spectrometry: cow milk. *Food Chem.* 85, 63-66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.foodchem.2003.06.003>
- Rivals, F., Mol, D., Lacombat, F., Lister, A.M., Semprebon, G.M., 2015. Resource partitioning and niche separation between mammoths (*Mammuthus rumanus* and *Mammuthus meridionalis*) and gomphotheres (*Anancus arvernensis*) in the Early Pleistocene of Europe. *Quat. Int.* 379, 164-170. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.031>
- Robinson, C., Hallsworth, A.S., Kirkham, J., 1984. Distribution and uptake of magnesium by developing deciduous bovine incisor enamel. *Archives of Oral Biology* 29, 479-482. [https://doi.org/10.1016/0003-9969\(84\)90066-9](https://doi.org/10.1016/0003-9969(84)90066-9)
- Roger, S., Coulon, C., Thouveny, N., Féraud, G., Van Velzen, A., Fauquette, S., Cochemé, J.J., Prévot, M., Verosub, K.L., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a tephra layer in the Pliocene Senèze maar lacustrine sequence (French Massif Central): constraint on the age of the Réunion–Matuyama transition and implications on paleoenvironmental archives. *Earth Plan. Sci. Lett.* 183, 431-440. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00285-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00285-5)
- Rook, L., Croitor, R., Delfino, M., Ferretti, M., Gallai, G., Pavia, M., 2013. The Upper Valdarno Plio-Pleistocene vertebrate record: An historical overview, with notes on palaeobiology and stratigraphic significance of some important taxa. *Ital. J. Geosci.* 132, 104-125. <http://dx.doi.org/10.3301/IJG.2012.16>
- Rook, L., Martinez-Navarro, B., 2010. Villafranchian: The long story of a Plio-Pleistocene European large mammal biochronologic unit. *Quat. Int.* 219, 134-144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.01.007>
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation, in: Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, Washington, DC., 1–36. [10.1029/GM078p0001](https://doi.org/10.1029/GM078p0001)
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M., Backman, J., 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 4, 353-412. <http://dx.doi.org/10.1029/PA004i004p00353>
- Russo Ermolli, E., Sardella, R., Di Maio, G., Petronio, C., Santangelo, N., 2010. Pollen and mammals from the late Early Pleistocene site of Saticula (Sant'Agata de' Goti, Benevento, Italy). *Quat. Int.* 225, 128-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.013>
- Saarinen, J., Lister, A.M., 2016. Dental mesowear reflects local vegetation and niche separation in Pleistocene proboscideans from Britain. *J. Quat. Sci.* 31, 799-808.

<http://dx.doi.org/10.1002/jqs.2906>

Sabol, M., Konečný, V., Vass, D., Kováčová, M., Ďurišová, A., Túnyi, I., 2006. Early Late Pliocene site of Hajnáčka I (Southern Slovakia) - Geology, palaeovolcanic evolution, fossil assemblages and palaeoenvironment, CFS Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 261-274.

Sacco, F., 1895. Le Rhinocéros de Dusino (*Rhinoceros etruscus* var. *astensis* Sacco). Arch. Mus. Hist Nat. Lyon 6, 1-31.

Sacco, F. 1906. Resti fossili di Rinoceronti dell'Astigiana. Memorie Accad. Sci. Torino, s. 2 (56), 105–116.

Salzmann, U., Williams, M., Haywood, A.M., Johnson, A.L.A., Kender, S., Zalasiewicz, J., 2011. Climate and environment of a Pliocene warm world. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 309, 1-8. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.044>

Salzmann, U., Dolan, A.M., Haywood, A.M., Chan, W.L., Voss, J., Hill, D.J., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., Bragg, F.J., Chandler, M.A., Contoux, C., Dowsett, H.J., Jost, A., Kamae, Y., Lohmann, G., Lunt, D.J., Pickering, S.J., Pound, M.J., Ramstein, G., Rosenbloom, N.A., Sohl, L., Stepanek, C., Ueda, H., Zhang, Z., 2013. Challenges in quantifying Pliocene terrestrial warming revealed by data-model discord. Nat. Clim. Chang. 3, 969–974. <http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2008>

Scherler, L., Tutken, T., Becker, D., 2014. Carbon and oxygen stable isotope compositions of late Pleistocene mammal teeth from dolines of Ajoie (Northwestern Switzerland). Quat. Res. 82, 378-387. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2014.05.004>

Schmidt, Z., Halouzsk, R., 1970. Nová fauna vertebrát villafranchieniu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). Geologické Práce 51, 173-183.

Sen, S., 1997. Magnetostratigraphic calibration of the European Neogene mammal chronology. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 133, 181-204. [http://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00079-5](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00079-5)

Skrzypek, G., Sadler, R., Wiśniewski, A., 2016. Reassessment of recommendations for processing mammal phosphate $\delta^{18}\text{O}$ data for paleotemperature reconstruction. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 446, 162-167. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.01.032>

Snoeck, C., Pellegrini, M., 2015. Comparing bioapatite carbonate pre-treatments for isotopic measurements: Part 1—Impact on structure and chemical composition. Chem. Geol. 417, 394-403. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.004>

Spinoni, J., Szalai, S., Szentimrey, T., Lakatos, M., Bihari, Z., Nagy, A., Németh, Á., Kovács, T., Mihic, D., Dacic, M., Petrovic, P., Kržič, A., Hiebl, J., Auer, I., Milkovic, J., Štěpánek, P., Zahradníček, P., Kilar, P., Limanowka, D., Pyrc, R., Cheval, S., Birsan, M.-V., Dumitrescu, A., Deak, G., Matei, M., Antolovic, I., Nejedlík, P., Štastný, P., Kajaba, P., Bochníček, O., Galo, D., Mikulová, K., Nabyvanets, Y., Skrynyk, O., Krakovska, S., Gnatiuk, N., Tolasz, R., Antofie, T., Vogt, J., 2015. Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables.

Int. J. Climatol. 35, 1322-1341. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4059>

Spötl, C., Vennemann, T.W., 2003. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 17, 1004-1006. <http://dx.doi.org/10.1002/rcm.1010>

Stuart-Williams, H.L.Q., Schwarcz, H.P., 1995. Oxygen isotopic analysis of silver orthophosphate using a reaction with bromine. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3837-3841. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00304-I](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00304-I)

Stuart-Williams, H.L.Q., Schwarcz, H.P., 1997. Oxygen isotopic determination of climatic variation using phosphate from beaver bone, tooth enamel, and dentine. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 2539-2550. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00112-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00112-9)

Suc, J., Diniz, F., Leroy, S., Poumot, C., Bertini, A., Dupont, L., Clet, M., Bessais, E., Zheng, Z., Fauquette, S., 1995. Zanclean (~ Brunssumian) to early Piacenzian (~ early-middle Reuverian) climate from 4 to 54 north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 52, 43-56.

Sullivan, C.H., Krueger, H.W., 1981. Carbon isotope analysis of separate chemical phases in modern and fossil bone. *Nature* 292, 333-335. <http://dx.doi.org/10.1038/292333a0>

Szabó, P., Kocsis, L., Vennemann, T., Pandolfi, L., Kovács, J., Martinetto, E., Demény, A., 2017. Pliocene–Early Pleistocene climatic trends in the Italian Peninsula based on stable oxygen and carbon isotope compositions of rhinoceros and gomphothere tooth enamel. *Quat. Sci. Rev.* 157, 52-65. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.003>

Szőcs, T., Rman, N., Süveges, M., Palcsu, L., Tóth, G., Lapanje, A., 2013. The application of isotope and chemical analyses in managing transboundary groundwater resources. *Appl. Geochem.* 32, 95–107. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.10.006>

Tafforeau, P., Bentaleb, I., Jaeger, J.-J., Martin, C., 2007. Nature of laminations and mineralization in rhinoceros enamel using histology and X-ray synchrotron microtomography: Potential implications for palaeoenvironmental isotopic studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 246, 206-227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.001>

Tesakov, A., Vangengeim, E., Pevzner, M., 2007. Arvicolid zonation of continental Pliocene deposits of East Europe. *Cour. Forschungs-Inst. Senckenberg.* 259, 227–236.

Tipple, B.J., Meyers, S.R., Pagani, M., 2010. Carbon isotope ratio of Cenozoic CO₂: A comparative evaluation of available geochemical proxies. *Paleoceanography* 25. <http://dx.doi.org/10.1029/2009pa001851>

Trayler, R.B., Kohn, M.J., 2017. Tooth enamel maturation reequilibrates oxygen isotope compositions and supports simple sampling methods. *Geochim. Cosmochim. Acta* 198, 32-47. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.10.023>

Tudge, A.P., 1960. A method of analysis of oxygen isotopes in orthophosphate and its

use in measurements of paleotemperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 18, 81– 93.
[http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(60\)90019-3](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(60)90019-3)

Tütken, T., Furrer, H., Vennemann, T.W., 2007. Stable isotope compositions of mammoth teeth from Niederweningen, Switzerland: Implications for the Late Pleistocene climate, environment, and diet. *Quat. Int.* 164-65, 139-150.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2006.09.004>

Tütken, T., Kaiser, T.M., Vennemann, T., Merceron, G., 2013. Opportunistic Feeding Strategy for the Earliest Old World Hypsodont Equids: Evidence from Stable Isotope and Dental Wear Proxies. *Plos One* 8, e74463.
<http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0074463>

Tütken, T., Vennemann, T.W., 2011. Fossil bones and teeth: Preservation or alteration of biogenic compositions? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 310, 1-8.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.020>

Tütken, T., Vennemann, T.W., Janz, H., Heimann, E.P.J., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 241, 457-491.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.04.007>

Urey, H.C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc (Resumed)*, 562-581. <http://dx.doi.org/10.1039/JR9470000562>

Utescher, T., Erdei, B., Hably, L., Mosbrugger, V., 2017. Late Miocene vegetation of the Pannonian Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 467, 131-148.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.02.042>

van Dam, J.A., Abdul Aziz, H., Angeles Alvarez Sierra, M., Hilgen, F.J., van den Hoek Ostende, L.W., Lourens, L.J., Mein, P., van der Meulen, A.J., Pelaez-Campomanes, P., 2006. Long-period astronomical forcing of mammal turnover. *Nature* 443, 687-691.
<https://doi.org/10.1038/nature05163>

van der Merwe, N.J., Medina, E., 1991. The canopy effect, carbon isotope ratios and foodwebs in Amazonia. *J. Archaeol. Sci.* 18, 249e259. [http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403\(91\)90064-V](http://dx.doi.org/10.1016/0305-4403(91)90064-V).

Vennemann, T.W., Fricke, H.C., Blake, R.E., O'Neil, J.R., Colman, A., 2002. Oxygen isotope analysis of phosphates: a comparison of techniques for analysis of Ag₃PO₄. *Chem. Geol.* 185, 321-336. [http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541\(01\)00413-2](http://dx.doi.org/10.1016/s0009-2541(01)00413-2)

Vialli, V., 1956. Sul rinoceronte e l'elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Lefte (Bergamo). *Atti Soc. ital. sci. nat., Mus. civ. stor. nat. Milano*, 12 (1), 1-71.

Virág, A., Gasparik, M., 2012. Relative chronology of late Pliocene and early Pleistocene mammoth-bearing localities in Hungary. *Hantkeniana* 27–36.

Vlačíky, M., Sliva, L., Tóth, C., Karol, M., Zervanová, I., 2008. Fauna a sedimentológia lokality Nová Vieska (vilafrank, SR). *Acta Musei Moraviae, Sci. Geol.* 93, 229-244.

- Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I., Szántó, Z., 2011. A 9-year record of stable isotope ratios of precipitation in Eastern Hungary: Implications on isotope hydrology and regional palaeoclimatology. *J. Hydrol.* 400, 144-153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.030>
- Wang, Y., Cerling, T.E., 1994. A model of fossil tooth and bone diagenesis: implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 107, 281-289. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90100-7](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(94)90100-7)
- Wickman, F.E., 1952. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes in plants. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2, 243-254. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(52\)90018-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(52)90018-5)
- Wilson, A.T., Grinsted, M.J., 1977. $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ in cellulose and lignin as palaeothermometers. *Nature* 265, 133. <https://doi.org/10.1038/265133a0>
- Woodard, S.C., Rosenthal, Y., Miller, K.G., Wright, J.D., Chiu, B.K., Lawrence, K.T., 2014. Antarctic role in Northern Hemisphere glaciation. *Science* 346, 847-851. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1255586>
- Yann, L.T., DeSantis, L.R.G., Haupt, R.J., Romer, J.L., Corapi, S.E., Ettenson, D.J., 2013. The application of an oxygen isotope aridity index to terrestrial paleoenvironmental reconstructions in Pleistocene North America. *Paleobiology* 39, 576-590. <https://doi.org/10.1666/12059>
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zanazzi, A., Judd, E., Fletcher, A., Bryant, H., Kohn, M.J., 2015. Eocene-Oligocene latitudinal climate gradients in North America inferred from stable isotope ratios in perissodactyl tooth enamel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 417, 561-568. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.10.024>
- Zazzo, A., Balasse, M., Patterson, W.P., 2006. The reconstruction of mammal individual history: refining high-resolution isotope record in bovine tooth dentine. *J. Archaeol. Sci.* 33, 1177-1187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jas.2005.12.006>
- Zazzo, A., Bendrey, R., Vella, D., Moloney, A.P., Monahan, F.J., Schmidt, O., 2012. A refined sampling strategy for intra-tooth stable isotope analysis of mammalian enamel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 84, 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.01.012>
- Zazzo, A., Lecuyer, C., Mariotti, A., 2004a. Experimentally-controlled carbon and oxygen isotope exchange between bioapatites and water under inorganic and microbially-mediated conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1-12. [http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037\(03\)00278-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0016-7037(03)00278-3)
- Zazzo, A., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Mariotti, A., 2004b. Diagenesis and the reconstruction of paleoenvironments: A method to restore original delta O-18 values of carbonate and phosphate from fossil tooth enamel. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2245-2258. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2003.11.009>