

Helyben keletkező kozmogén izotópos geokronológia, a felszínfejlődés számszerűsítésének sokoldalú eszköze, 2. rész: A módszer alkalmazási területei

RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia

Földtani és Geokémiai Intézet, HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont 1112 Budapest, Budaörsi út 45.
HUN-REN CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, 1121 Budapest, Konkoly Thege Miklós út 15–17.
ORCID: 0000-0001-9454-732X

Geochronology using in situ produced cosmogenic nuclides, a versatile toolkit for the quantification of landscape evolution. Part 2: Applications

Abstract

In situ produced cosmogenic-nuclide data play a key role in constraining the timing and rates of Pliocene and Quaternary glacial, fluvial, and aeolian landscape evolution. Correct interpretation and effective use of these data in research require a solid basis of the method's theory and applications. The first part of this two-part review introduced the theoretical background. This second part presents the principal applications of the method, outlining the procedures for determining exposure age, burial age, and denudation rate. It discusses single- and multi-nuclide approaches with particular emphasis on the most widely used isotope-pair of ^{10}Be and ^{26}Al . The study also addresses sources of uncertainty and examines the limits of applicability. In addition, it covers practical considerations that can aid in selecting the most appropriate approach for specific research questions in different geological and geomorphological settings.

Keywords: in situ produced cosmogenic nuclides, exposure age, burial age, denudation rate, geochronology, landscape evolution

Összefoglalás

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópos adatok jelentős szerepet játszanak a pliocén és negyedidőszaki glaciális, folyóvízi vagy akár szél általi felszínalakulás időbeliségének, a folyamatok sebességének megértésében. A különféle kozmogén izotópos adatok helyes értelmezésének és a kutatások során való alkalmazásának alapfeltétele a módszer elméleti és gyakorlati alapjainak a megismerése. A két részes tanulmány első részében került sor a módszer elméleti alapjainak bevezetésére. Ez a rész bemutatja a módszer alapvető felhasználási területeit, a kitettségi kor, a betemetődési kor és a lepusztulási ráta meghatározás menetét, az egy és több izotópos alkalmazásokat és az ezekben rejlő lehetőségeket, különös tekintettel a legszélesebb körben használt ^{10}Be és ^{26}Al izotópokra. A tanulmány kitér a bizonytalansági tényezőkre és tárgyalja az alkalmazhatóság korlátait. Emellett ismerteti a módszer gyakorlati kérdéseit, ami segíthet a kutatás során felmerülő földtani-felszínfejlődési problémákhoz, valamint a mintázható kőzetekhez, geomorfológiai helyzethez leginkább megfelelő módszer kiválasztásában.

Tárgyszavak: helyben keletkező kozmogén izotópok, kitettségi kor, betemetődési kor, lepusztulási ráta, kormeghatározás, felszínfejlődés

Bevezetés

Jelen közlemény egy kétrészes módszertani áttekintő tanulmány második része. Támaszkodik az ugyanebben a kötetben megjelent első részben (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026) elhangzott, a kozmogén izotópos geokronológia alapjait összegző elméleti alapokra. Erre építve a korábban hivatkozott legfontosabb módszertani szakirodalom alapján itt ismerteti a kozmogén izotóp koncentrációk helyes

értelmezését, a kormeghatározás és lepusztulási ráta meghatározásának menetét és a kozmogén izotópos módszerben rejlő sokoldalú alkalmazási lehetőségeket. Ezek alapvetően három, földtani-felszínfejlődési szempontból jól elkülöníthető, ugyanakkor módszertanilag egymással szorosan összefüggő csoportba sorolhatók: kitettségi és betemetődési kor, valamint lepusztulási ráta meghatározása. A legfontosabb szakirodalmi forrásokat (a teljesség igénye nélkül) itt is fontosnak tartom felsorolni, mert ezek szolgálták a mód-

szertani összefoglalások alapjául. A kitétségi kor és lepusztulási ráta meghatározásáról és a módszer alkalmazási lehetőségeiről általában: LAL (1988, 1991); BIEMANN et al. (1994); CERLING & CRAIG (1994); DUNAI (2010); GOSSE & PHILLIPS (2001); BALCO (2020a); GRANGER et al. (2013); IVY-OCHS & SCHALLER (2009); WAGNER (1998). Néhány fókuszáltabb tanulmány a lepusztulási ráta meghatározásáról: VON BLANCKENBURG & WILLENBRING (2014), GRANGER & SCHALLER (2014), GRANGER & RIEBE (2014); valamint a betemetődési kor meghatározásáról: GRANGER (2014), RIXHON (2023), CALVET et al. (2024).

A tanulmány első részében (RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026, jelen kötet) megismerhettük a litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok (*terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides*, TCN) keletkezési mechanizmusait. Ennek alapján a TCN keletkezési ráták függését a földrajzi szélességtől, a tengerszint feletti magasságtól és a domborzati viszonyoktól. A földtudományban leggyakrabban használt stabil és radioaktív kozmogén izotópok (*cosmogenic radionuclides*, CRN) ismertetése betekintést engedett a módszer alkalmazhatóságának időbeli és litológiai lehetőségeire és korlátaira. Ezt követően a TCN-keletkezés legfontosabb mechanizmusait mutatta be a felszínen és a felszín alatti kőzetrétegekben. A megadott alapegyenletek kifejezik, hogy a kőzetekben mért TCN-koncentrációk hogyan állnak összefüggésben a felszín kitétségi korával és a lepusztulás sebességével. Ezekből látható, hogy a kőzetekben felhalmozódó TCN-koncentrációt az izotóp felezési ideje, a kitétségi kor és a lepusztulási ráta határozzák meg. A feltett tudományos kérdés függvényében a módszer geokronológiai alkalmazhatóságát és ennek határát ezek szabják meg. A földtudományi problémák gyakorlati megoldásában történő alkalmazásról fejezetek végén egy-egy esettanulmányt mutatok be.

Kitétségi kor és lepusztulási ráta meghatározása helyben keletkező kozmogén izotópokkal

Egyszerű kitétségi kormeghatározás

A stabil, kozmikus sugárzásnak folyamatosan kitétt felszínek kora meghatározható az ásványok kristályrácsában felhalmozódott kozmogén izotópok mennyiségének mérésével. Ennek alapfeltételei, hogy

i) a felszín kialakulása, vagyis a kőzet teljesen árnyékolt helyzetből kitétt helyzetbe kerülése földtani értelemben pillanatszerű, illetve igen rövid az azóta eltelt időhöz képest,

ii) a felszín kialakulása óta nem történt erózió, vagy annak mértéke független módszerrel meghatározható,

iii) a felszín kialakulása óta nem történt üledékfelhalmozódás, vagy ennek időtartama és vastagsága ismert, illetve független módszerrel meghatározható,

iv) még nem állt be a CRN-koncentráció szekuláris egyensúlya,

Ha a lepusztulás és az időszakos üledékfelhalmozódás

mértéke nem ismert, ezeket nullának tekintve a felszín minimum kora számítható ki:

$$(1) N_{(t)} = \frac{P_{sp}}{\lambda} (1 - e^{-t\lambda}) + \frac{P_{\mu slow}}{\lambda} (1 - e^{-t\lambda}) + \frac{P_{\mu fast}}{\lambda} (1 - e^{-t\lambda})$$

ahol: $N_{(t)}$ a CRN (^{26}Al illetve ^{10}Be) koncentráció [atom/g_{kvarc}]

P_{sp} , $P_{\mu slow}$, $P_{\mu fast}$: a neutronokra, a lassú és a gyors müonokra vonatkoztatott keletkezési ráta a mintavétel helyén

λ : a bomlási állandó ($\lambda = \ln(2)/t_{1/2}$, [1/év])

t : kitétségi kor [év]

Ha a felszín egyenletes sebességgel pusztul, az (1) egyenletet lepusztulási rátával korrigálva megkaphatjuk a felszín valós kitétségi korát:

$$(2) N_{(t,\epsilon)} = \frac{P_{sp}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{sp}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{sp}} + \lambda\right)}\right) + \frac{P_{\mu slow}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu slow}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu slow}} + \lambda\right)}\right) + \frac{P_{\mu fast}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu fast}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu fast}} + \lambda\right)}\right)$$

ahol: $N_{(t,\epsilon)}$ a CRN koncentráció [atom/g_{kvarc}] felszín lepusztulását is figyelembe véve;

ϵ : lepusztulási ráta [g/cm²/év]; ($\epsilon = \text{lepusztulási ráta (E; [m/Ma])} \times \text{sűrűség } (\rho; [\text{g/cm}^3]) \times 0,0001$),

Λ_n , $\Lambda_{\mu slow}$, $\Lambda_{\mu fast}$ a neutronokra, a lassú és a gyors müonokra vonatkoztatott elnyelődési elnyelődési hossz (árnyékolási mélység). L_n , $L_{\mu slow}$, $L_{\mu fast}$ értékei 160, 1500 és 4320 g/cm², (BRAUCHER et al. 2003).

Amennyiben a minta fedett helyzetben van, a (2) egyenletet továbbgondolva a felszín alatti mélység is figyelembe vehető a legvalószínűbb kitétségi kor kiszámításakor:

$$(3) N_{(t,\epsilon,x)} = \frac{P_{sp} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{sp}}}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{sp}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{sp}} + \lambda\right)}\right) + \frac{P_{\mu slow} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu slow}}}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu slow}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu slow}} + \lambda\right)}\right) + \frac{P_{\mu fast} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu fast}}}}{\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu fast}} + \lambda} \left(1 - e^{-t\left(\frac{\epsilon}{\lambda_{\mu fast}} + \lambda\right)}\right)$$

ahol: $N_{(t,\epsilon,x)}$ a CRN koncentráció [atom/g_{kvarc}] felszín lepusztulását és a minta felszín alatti mélységét is figyelembe véve;

x : elnyelődési mélység ($x = [\text{g/cm}^2]$ mélység (z ; [cm]) \times sűrűség (ρ ; [g/cm³])

Egyszerű kitétségi korról akkor beszélünk, amikor a mért izotópkoncentrációból a kitétségi kor a (2) vagy (3) egyenlet alapján közvetlenül kiszámítható. Minden más esetben azonban összetett kitétségi korról van dolgunk.

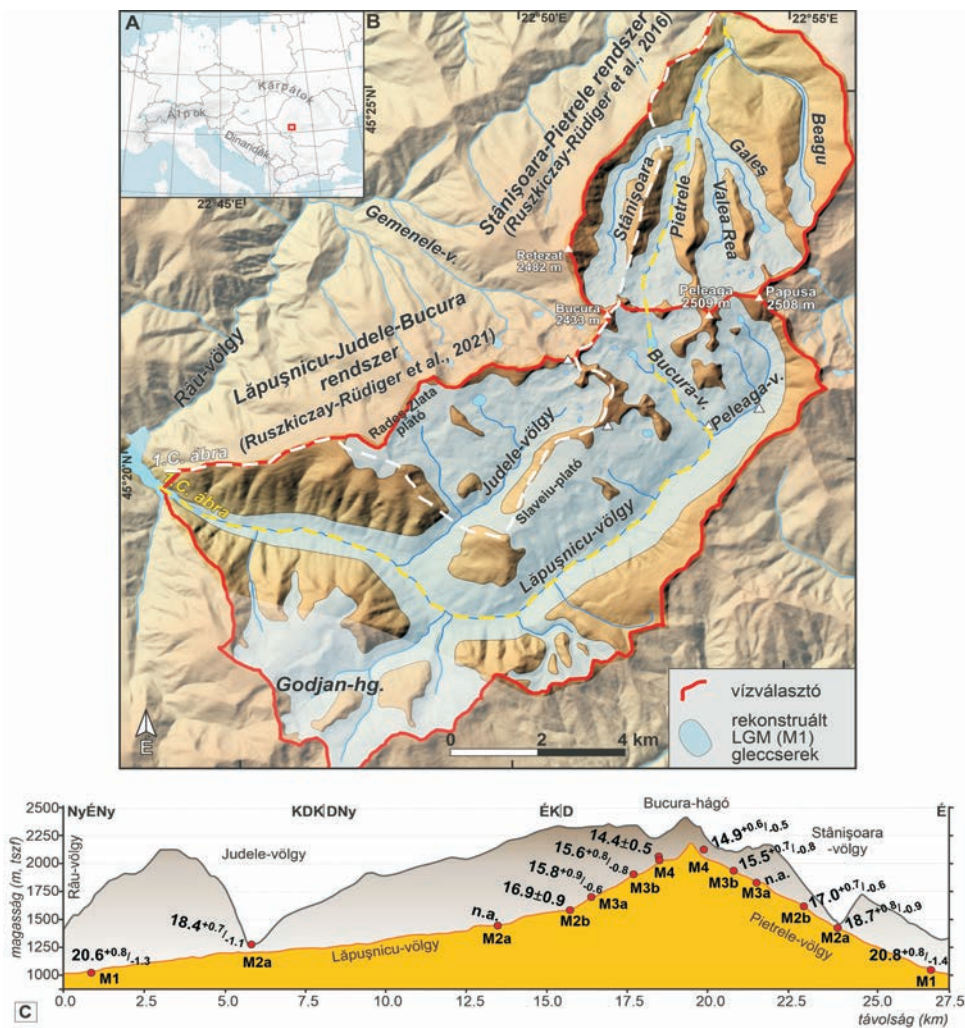
Üledékes kőzetek esetében, melyek lerakódásuk pillanatában tartalmaznak bizonyos mennyiségű, a lepusztulási területről származó CRN-t, ez az ún. átöröklött izotópkoncentráció ($N_{(inh)}$) hozzáadódik az adott helyen felhalmozódó CRN mennyiségéhez. Ilyen esetekben ennek mennyiségével és bomlásával is számolnunk kell:

$$(4) N_{(t,\epsilon,x)} = \frac{P_{sp} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{sp}}}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{sp}} + \lambda} \left(1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_{sp}} + \lambda)}\right) + \frac{P_{ustow} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{ustow}}}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{ustow}} + \lambda} \left(1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_{ustow}} + \lambda)}\right) + \frac{P_{ufast} \times e^{-\frac{x}{\Lambda_{ufast}}}}{\frac{\epsilon}{\Lambda_{ufast}} + \lambda} \left(1 - e^{-t(\frac{\epsilon}{\Lambda_{ufast}} + \lambda)}\right) + N_{inh}(e^{-t \times \lambda})$$

Egykori eljegesedések felszínformáinak kitettségikor-meghatározása a Kárpátokban – esettanulmány

Az egyszerű kitettségkor meghatározása a glaciális felszínformák és ezeken keresztül az eljegesedési kronológiák

felállításában forradalmi újítást hozott (BALCO 2011, 2020a). A térségünkben a kronológiai adatok korlátozott elérhetősége miatt a Déli-Kárpátok eljegesedésének kora eddig kevésbé volt ismert. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2016, 2021) új és újraszámolt ¹⁰Be kitettségkor-adatokat közölt az egykor eljegesedett Retyezát-hegység (Románia) északi és déli völgyeiből (1. ábra, A és B). Ezek alapján elmondható, hogy a hegység két oldalán a jég visszahúzóódási szakaszai a módszer bizonytalanságán belül időben egyszerre következtek be. A terület maximális eljegesedése ~21 ezer éve következett be, ami egybeesik a globális utolsó glaciális maximummal (Last Glacial Maximum, LGM). Ezt a későglaciális során öt jégvisszahúzóódási fázis követte (~18,5; ~16,9; ~15,8; ~15,6 és ~14,4 ezer éve), amelyek részben átfedték egymást a gyors gleccserolvadás miatt, de morénáik elhelyezkedése alapján jól elkülöníthetők



1. ábra. A) A Retyezát-hg. helyzete Európában. B) A Retyezát-hegység digitális magasságmodellje a vizsgált völgyekkel és az ezekben rekonstruált gleccserekkel. A szaggatott vonalak a C rész hossz-szelvényeinek helyét mutatják (sárga: völgy, fehér: gerinc). C) Észak-déli kereszt-szelvény a Lăpușnicu-, Bucura- és Pietrele-völgyek mentén. A piros pontok a végmorénák helyzetét jelölik, a számok az ezekhez tartozó eljegesedési fázisok legvalószínűbb ¹⁰Be kitettségkorát jelentik (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021 után)

Figure 1. A) Location of the Retezat Mountains within Europe. B) Digital elevation model of the Retezat Mts showing the studied valleys and the reconstructed glaciers. Dashed lines indicate the locations of the longitudinal profiles shown in part C (yellow: valley, white: ridge). C) North-south cross section along the Lăpușnicu, Bucura, and Pietrele valleys. Red dots mark the positions of terminal moraines; the numbers indicate the most probable ¹⁰Be exposure ages corresponding to the glaciation phases (after RUSZKICZAY RÜDIGER et al. 2021)

(1. ábra, C). A kutatás során a terület Fiatlabb Dryas vagy holocén eljegesedésére nem találtak bizonyítékot. A kitétségi korok alapján kirajzolódó jégviszahúzódási ciklusok összhangban állnak más európai glaciális kronológiákkal.

A lepusztulási ráta meghatározása

A felszíni kőzetekben felhalmozódott CRN-koncentrációt tehát a kitétség időtartama, a keletkezési ráta és az izotóp felezési ideje mellett a lepusztulási ráta határozza meg. A kormeghatározás addig lehetséges, amíg a keletkező izotópok mennyisége meghaladja a lebomló és a lepusztulás által elszállított izotópok mennyiségét (lásd 1. rész, 4., 5., 6. ábra). Amikor a mérleg ezen két oldala egyensúlyba kerül, vagyis a CRN-koncentráció elérte a szekuláris egyensúlyt, a kozmogén izotóp koncentrációból kitétségi kor már nem számítható ki. A (2) egyenlet alapján a CRN-koncentrációt ilyenkor a felezési idő és a lepusztulási ráta határozza meg, vagyis a CRN-koncentráció megméréssel a felszín hosszú távú lepusztulási rátája számolható ki. Ennek feltételei:

- lepusztulás üteme egyenletesnek tekinthető,
- elegető idő állt rendelkezésre a CRN-koncentráció szekuláris egyensúlyának beállításához,

iii) vagy a felszín kora független módszerrel meghatározható.

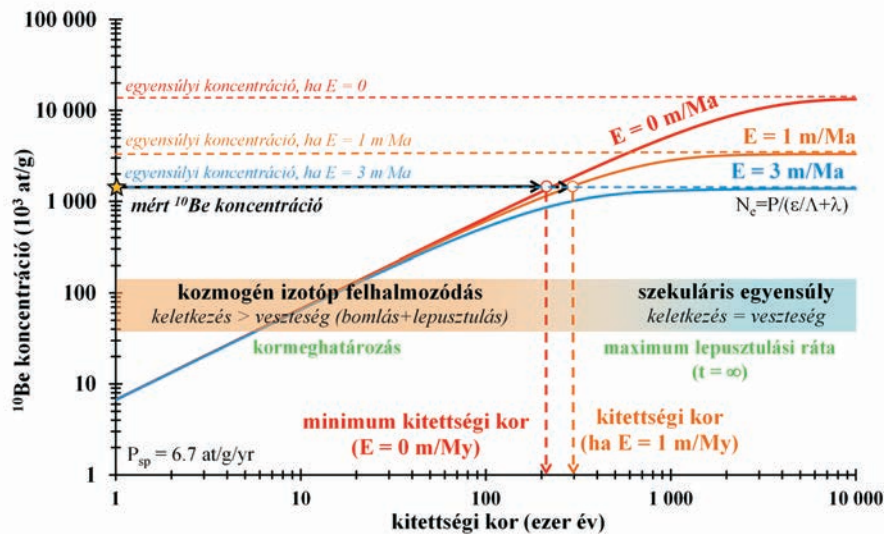
Ha a felszín kora nem ismert, a mért CRN-koncentrációból a maximális lepusztulási ráta adható meg (2. ábra).

Minimum kitétségi kor és maximum lepusztulási ráta

A TCN/CRN-koncentrációk alakulását tehát a kitétségi kor és lepusztulási ráta együttesen határozza meg. Ezért az adatok megfelelő értelmezéséhez, a két alkalmazás lehetőségeinek és korlátainak megértéséhez érdemes őket együtt tárgyalni.

A kitétségi kor meghatározása addig lehetséges, amíg a CRN keletkezése meghaladja a bomlás és a lepusztulás által okozott veszteséget. Ez a 2. ábra példáján a ^{10}Be -koncentráció növekedési szakaszát jelenti. Amikor a növekedés exponenciálisan csökken, majd leáll, vagyis beáll a szekuláris egyensúly (N_e), a CRN-koncentrációk a felszín lepusztulási rátájáról adhatnak információt.

Ha egy felszín kitétségi korának kiszámításakor a lepusztulás vagy esetleges időszakos fedő vastagsága és időtartama nem ismert, annak értékét elhanyagolva ($\varepsilon = 0$, $x=0$) a látszólagos kitétségi kor fiatalabb lesz a felszín valós koránál, tehát a felszín keletkezésének minimum kitétségi korát kaphatjuk meg (2., 3. ábra, A és B).

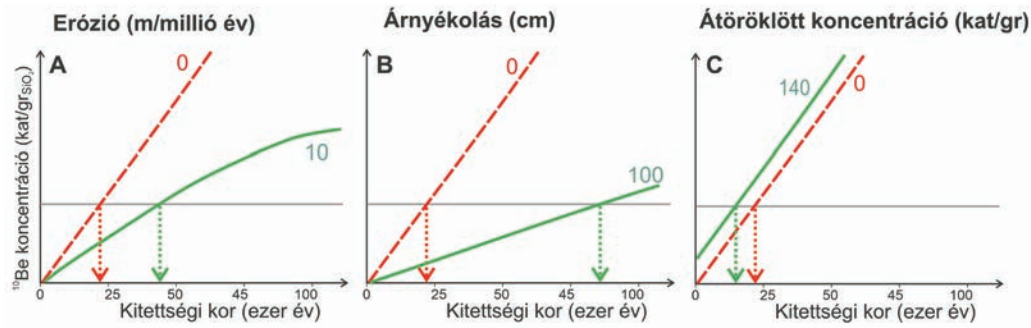


2. ábra. A kozmogén ^{10}Be izotóp felhalmozódása a kitétségi kor (t) és a lepusztulási ráta (E) függvényében és a mért izotópkoncentráció (N) értelmezése

Kormeghatározás addig lehetséges, amíg a ^{10}Be keletkezése meghaladja a bomlás és a lepusztulás általi veszteséget. A mért ^{10}Be koncentráció értelmezése: i) Nincs információ a lepusztulásról, azt feltételezzük, hogy nincs lepusztulás (piros görbe). Ez esetben a mért ^{10}Be -koncentráció a datálni kívánt felszín minimum korát adja meg (a példában ~210 ka). ii) Független adat alapján feltételezzük, hogy a felszín 1 m/millió éves rátával pusztul (narancssárga görbe), ez esetben felszín legvalószínűbb kitétségi korát adhatjuk meg (itt ~300 ka). iii) A felszín hosszú ideje folyamatosan pusztul, és az izotópkoncentráció elérte a szekuláris egyensúlyt (N_e) (kék görbe). Ez esetben az izotóp koncentrációt a lepusztulás üteme határozza meg, nem nő tovább a kitétségi kor függvényében, így a mért izotópkoncentrációból a felszín maximális lepusztulási rátája számítható ki ($E=3$ m/Ma)

Figure 2. Accumulation of cosmogenic ^{10}Be nuclides as a function of exposure age (t) and erosion rate (E), and interpretation of the measured nuclide concentration (N)

Exposure dating is possible as long as the production of ^{10}Be exceeds the losses due to radioactive decay and erosion. Interpretation of the measured ^{10}Be concentration: i) No information on erosion is available, and zero erosion is assumed (red curve). In this case, the measured ^{10}Be concentration provides a minimum exposure age for the surface (in the example, ~210 ka). ii) Independent evidence suggests an erosion rate of 1 m/Ma (orange curve). In this case, a most probable exposure age can be determined for the surface (here ~300 ka). iii) The surface has been eroding continuously over a long time, and the nuclide concentration has reached secular equilibrium (N_e) (blue curve). In this case, the nuclide concentration is controlled by the erosion rate and does not increase further with exposure age, so the measured concentration constrains the maximum erosion rate of the surface ($E=3$ m/Ma)



3. ábra. Felszíni minta TCN-koncentrációjának értelmezési lehetőségei a kitettségi kor meghatározásakor, a ^{10}Be -izotóp példáján. Szürke vonal: a mért ^{10}Be -koncentráció, zöld vonal: a valós felszínfejlődést bemutató diagram, piros szaggatott vonal: a független adatok hiányában adható legegyszerűbb értelmezés. A) A lepusztulás hatására a mért izotópkoncentráció eléréséhez hosszabb időre van szükség (zöld, $E=10$ m/Ma), mint egy feltételezett stabil felszín esetén (piros, $E=0$ m/Ma). B) Árnyékolás esetén (zöld, $x=100$ cm) a ^{10}Be felhalmozódása lassabb, mint fedetlen felszínen (piros, $x=0$ cm), ezért szintén hosszabb kitettség után éri el a mért koncentrációt, mint folyamatosan fedetlen felszín esetén. C) Korábbi kitettségéből átöröklött izotópkoncentráció (N_{inh}) jelenlétében (zöld, $N_{\text{inh}} = 140\,000$ at/g $_{\text{SiO}_2}$) kevesebb időre van szükség a mért érték eléréséhez, mint korábban teljesen árnyékolt kőzet esetén (piros, $N_{\text{inh}} = 0$ at/g $_{\text{SiO}_2}$). A látszólagos kitettségi kor A és B esetben kisebb a valós értéknél (minimum kor), C esetén a megemelt koncentráció a valósnál idősebb látszólagos kitettségi kort eredményez.

Figure 3. Possible interpretations of the TCN concentration measured in a surface sample when determining exposure age, illustrated with the example of the cosmogenic ^{10}Be nuclide. Grey line: measured ^{10}Be concentration; green line: diagram showing the actual surface evolution; red dashed line: the simplest interpretation in the absence of independent information. A) Due to erosion, a longer time is required to reach the measured nuclide concentration (green, $E = 10$ m/Ma) than in the case of an assumed stable surface (red, $E = 0$ m/Ma). B) Under shielding (green, $x = 100$ cm), the accumulation of ^{10}Be is slower than on an exposed surface (red, $x = 0$ cm), therefore the measured concentration is reached only after a longer exposure duration compared to a continuously uncovered surface. C) If an inherited nuclide concentration (N_{inh}) is present from prior exposure (green, $N_{\text{inh}} = 140\,000$ atoms/g $_{\text{SiO}_2}$), less time is needed to reach the measured concentration than in the case of previously fully shielded rock (red, $N_{\text{inh}} = 0$ atoms/g $_{\text{SiO}_2}$). In cases A and B, the apparent exposure age is younger than the true age (minimum age). In case C, the elevated concentration results in an apparent exposure age that is older than the true age.

Pusztuló felszínnek lepusztulási rátájának meghatározásánál hosszan tartó, egyenletes lepusztulást feltételezve a mért TCN-koncentráció a maximális lepusztulási ráta kiszámítására használható (2. ábra). Amennyiben a lepusztulási ráta, illetve a felszín kora független adatok alapján ismert, a (3) egyenlettel a legvalószínűbb kitettségi kor, illetve lepusztulási ráta kiszámítható. Ezeket az eseteket egyszerű kitettségi történeteknek nevezzük.

Egyes esetekben a megmintázott kőzet tartalmazhat korábbi kitettségéből származó, átöröklött izotópkoncentrációt. Ilyenek lehetnek például a folyóvízi teraszok, ahol az üledék a lerakódásának pillanatában a lepusztulási területéről bizonyos mennyiségű kozmogén izotópot hoz magával. Ez az TCN-mennyiség a helyben keletkező (terasz korával arányosan növekvő) TCN-mennyiségen felül található a kőzetben. Ebből adódóan, ha ezt nem vesszük figyelembe, a látszólagos kitettségi kor idősebb lesz a felszín valós koránál (3. ábra, C). Amennyiben az átöröklött TCN-koncentráció számszerűsíthető, a (4) egyenlettel a legvalószínűbb kitettségi kor, illetve lepusztulási ráta kiszámítható.

A kozmogén izotópos lepusztulási ráták átlagolási ideje

A TCN-koncentrációból számított lepusztulási ráta átlagolási ideje (effektív idő: T_{eff} ; LAL 1991) azt mutatja meg, hogy mennyi időre volt szükség a kozmikus sugárzás behatolási mélységét ($\Lambda_n = 160$ g/cm 2 ; ami ~60 cm kőzetvas-

tagnáknak felel meg, 2,7 g/cm 3 sűrűség esetén) elérő kőzetvastagság erodálásához. Ennyi idő szükséges ahhoz, hogy a mért izotópkoncentrációk a jelen körülmények között zajló lepusztulás sebességét tükrözzék ([5] egyenlet).

$$(5) \quad T_{\text{eff}} = \frac{N_e}{P_i} \approx \frac{1}{\frac{\epsilon}{\Lambda_i} + \lambda}$$

T_{eff} alapvetően a mintavételi hely lepusztulási rátájától (ϵ) és a vizsgált CRN bomlási állapotjától (λ) függ. Ebből következik, hogy gyorsan pusztuló térszíneken a kozmogén izotópos lepusztulási ráta rövidebb, míg lassan pusztuló térszíneken hosszabb időtartamra vonatkozik, ezen időszak lepusztulási rátáját átlagolja (GRANGER & RIEBE 2014). T_{eff} leggyakrabban 10–100 ezer éves időskálán mozog (a hosszú felezési idejű ^{10}Be és ^{26}Al esetén), tehát legtöbbször meghaladja a pleisztocén klímaingadozások időtartamát. Ezt az adatok értelmezésénél feltétlenül figyelembe kell venni, és a rövid távú, holocén lepusztulás számszerűsítésére más független módszert alkalmazni. Erre a rövid felezési idejű kozmogén ^{14}C is alkalmas lehet, melynek esetén T_{eff} csak néhány ezer év.

A 2. ábrán bemutatott példában, ha a felszín stabil ($E=0$ m/Ma), $T_{\text{eff}^{10}\text{Be}} \approx 2,00$ Ma. Ez megfelel az adott izotóp közepes élettartamának (itt ^{10}Be , ^{26}Al esetén $T_{\text{eff}^{26}\text{Al}} \approx 1,02$ Ma) Amennyiben azonban a legkisebb erózió is éri a felszínt, T_{eff} jelentősen megrövidül: ha $E = 1$ m/Ma, $T_{\text{eff}^{10}\text{Be}} \approx \dots 890$ ka és ha $E = 3$ m/Ma, $T_{\text{eff}^{10}\text{Be}} \approx 410$ ka. Ez időtartam alatt a CRN-koncentráció a telítettség (N_e) körülbelül 63%-át éri el, ami nagyjából a CRN-növekedés

lineáris szakaszát jelenti (2. ábra). Ezt követően a telítődés üteme exponenciálisan lassul, és körülbelül 3–5 T_{eff} után éri el N_e ~80–90%-át, a kitettségi kormeghatározás felső határát. Vagyis ha nincs lepusztulás, akkor ^{10}Be esetén a kormeghatározás ~6 millió évig visszamenőleg lehetséges, ami már csekély lepusztulás esetén is néhány 100 ezer évre csökken. A fenti példánál maradva, ha a lepusztulási ráta 10 m/Ma, illetve 20 m/Ma, melyek hazánk éghajlati körülményei között reális értékek (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011, 2016, 2018), T_{eff} értéke ~148 ka, illetve ~77 ka. A módszer alkalmazásának tartománya ($N_e \approx 90\%$ -a) ez esetben már csak ~440–740 ka, illetve ~230–380 ka.

A TCN-lepusztulási ráták által lefedett több 10 vagy akár 100 ezer éves időtartam lényegesen hosszabb távon enged betekintést a lepusztulási folyamatok sebességébe, mint a jelenlegi talajerózió által lehordott anyag számszerűsítése vagy a recens folyókban üledécsapdázással becsülhető lepusztulási ráták. A legtöbb esetben tehát elmondható, hogy a TCN-lepusztulási ráták legnagyobb előnye, hogy egy felszín lepusztulásának ütemét 10^3 – 10^5 éves időskálán mérik, vagyis nem érzékenyek a rövidebb időtartamú, antropogén változásokra. Ennek következtében jó becslést adhatnak az antropogén hatásokat megelőző idők természetes lepusztulási folyamatainak üteméről (pl. SCHALLER et al. 2024).

Fedetlen felszín lepusztulási rátájának meghatározása karbonátos térszínen – esettanulmány

A domborzat fejlődésének megértéséhez fontos a lejtőfolyamatok hosszú távú alakulásának megismerése. GODARD et al. (2016) a provencai Luberon-mészkőhegység (Franciaország) gerincein 12 helyszínen a lejtők konvexitásának függvényében vizsgálták a hosszú távú lepusztulási rátákat helyben keletkező kozmogén ^{36}Cl izotópmérésekkel. A tető helyzetű, lapos felszín nagyjából 30–40 m/Ma lepusztulási rátáját nem érintik a gravitációs lejtőfolyamatok. A lejtők meredekebbé válásával a gravitációs folyamatok szerepének felelősödése következtében a lepusztulás üteme növekszik. Ez a tendencia azonban ~70 m/Ma lepusztulási rátánál megáll, és a konvexitás növekedése nem eredményez gyorsabb denudációs rátát. Ez arra utal, hogy ezen érték felett a lejtőfejlődést már nem a gravitációs folyamatok intenzitása, hanem a fizikai és kémiai mállás sebessége korlátozza. A tanulmány szerzői szerint ez az éles átmenet a mállás által korlátozott lepusztulásdinamikába megakadályozhatja, hogy a hegyoldalak lepusztulása kövesse a folyók bevágódását, és hozzájárulhat a nagy helyi reliefű, mediterrán karbonátos tájak kialakulásához.

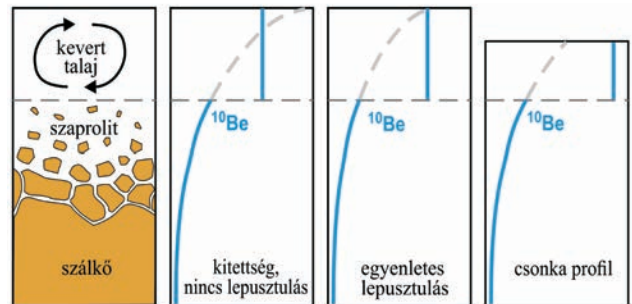
Teljes vízgyűjtő lepusztulási rátája

A vízfolyások hordalékának kvarcsezemcséiben található kozmogén izotópok információt hordoznak a teljes vízgyűjtő lepusztulásáról, legyen szó egy hegyoldalról vagy akár nagy folyamok több 1000 km²-es vízgyűjtőjéről (5. ábra, A). A vízgyűjtőszintű lepusztulási ráták alapvető információt nyújta-

nak a felszínfejlődésről lényegesen hosszabb időtartamra (többnyire 10^3 – 10^5 év), mint a recens hordalékhozamok mérésével vagy üledécsapdázással becsülhető értékek. Ugyanakkor a termokronológia nyújtotta, több millió évet felölelő exhumációs rátáknál rövidebb időtartam összevethető a földtani értelemben rövidebb, ám a felszínfejlődést nagyban befolyásoló folyamatok, mint klímaváltozás, folyóbevágódás, talajképződés, civilizációk megjelenése és hanyatlása időtartamával. Emellett a kozmogén izotópos lepusztulási ráták különböző térbeli felbontású vizsgálatokra is alkalmasak, hiszen a megmintázott vízgyűjtő mérete határozza meg a vizsgálat léptékét.

Egy vízfolyás hordalékában egyaránt megtaláljuk a lassan és a gyorsabban pusztuló területekről származó szemcséket. Minden egyes üledéksejtszemcsé ásványainak kozmogén izotóp koncentrációja arányos az időtartammal, amit a kozmikus sugárzás által besugárzott felszínközeli zónában töltött. Így a vízfolyás hordalékának TCN-koncentrációja a teljes vízgyűjtő átlagos lepusztulási rátájának számszerűsítésére alkalmas. Ehhez két lényeges felismerésre volt szükség:

1) Az egyenletesen pusztuló, vertikálisan jól átkevert talajban a TCN-koncentráció a teljes talajszelvényben állandó, és ez a koncentráció megegyezik az ugyanilyen ütemben pusztuló szálló felszín TCN-koncentrációjával (amennyiben a kémiai mállás elhanyagolható, és már beállt a szekuláris egyensúly) (4. ábra).



4. ábra. A ^{10}Be -koncentráció alakulása vertikálisan átkevert talajokban

A kék vonal a valós ^{10}Be -koncentráció, a szürke szaggatott vonal összehasonlításképpen a ^{10}Be -koncentrációt mutatja zavartalan szelvény esetén. Látható, hogy zavartalan szelvény esetén a ^{10}Be -koncentráció exponenciálisan csökken a felszín alatti mélységgel, míg átkevert talajokban a mélységgel nem változik. Ha nincs lepusztulás, a mért ^{10}Be -koncentráció megegyezik a talaj mentén keletkező ^{10}Be -koncentráció átlagával, míg pusztuló felszín esetén a zavartalan szelvény felszíni rétegének ^{10}Be -koncentrációjával. Ha a talajszelvényt egy fiatal eróziós esemény csonkolja, a talajban mért ^{10}Be -koncentráció magasabb, mint a zavartalan szelvény esetén lenne (GRANGER & RIEBE 2014 után)

Figure 4. Variation of ^{10}Be concentration in vertically mixed soils

The blue line shows the actual ^{10}Be concentration; the grey dashed line, for comparison, shows the ^{10}Be concentration expected in an undisturbed soil profile. In an undisturbed profile, the ^{10}Be concentration decreases exponentially with depth below the surface, whereas in mixed soils it does not vary with depth. If no erosion occurs, the measured ^{10}Be concentration equals the average production of ^{10}Be within the soil column, whereas in an eroding profile it equals the ^{10}Be concentration of the surface layer of an undisturbed profile. If the soil profile is truncated by a recent erosional event, the measured ^{10}Be concentration in the soil will be higher than what would be expected in an undisturbed profile (after GRANGER & RIEBE 2014)

2) A vízgyűjtő felszínéről a lepusztulási rátával azonos ütemben kerül az üledék a vízfolyásba, így a hordalék TCN-koncentrációja arányos a vízgyűjtő átlagos lepusztulási rátájával.

A módszer azonban csak akkor alkalmazható, ha
i) a lepusztulási ráta legalább T_{eff} időtartamán állandó,

ii) a mintázott üledék jól összekevert és a teljes vízgyűjtőt képviseli,

iii) a célásványok (kvarc) eloszlása egyenletes a vízgyűjtőn (vagy a földtani felépítés alapján területarányosan korrigálható),

iv) a lepusztulás főként fizikai aprózódással és erózióval történik, a kémiai mállás, illetve a mállásnak ellenálló ásványok relatív dúsulása a talajban alárendelt,

v) a hordalék áthaladása a vízgyűjtőn gyors, nincs jelentős időszakos hordaléktározás. Ellenkező esetben a korábbi időszakok üledéke keveredhet a recens hordalékkal, ami eltorzítja a számított lepusztulási ráta értékeit. A hordalék időszakos tározódása és az idősebb üledék visszakerülése a mederhordalékba kisebb folyók esetében jobbra elhanyagolható, azonban nagy vízfolyások (pl. Duna, Pó, Amazonas, Gangesz) esetében jelentős lehet.

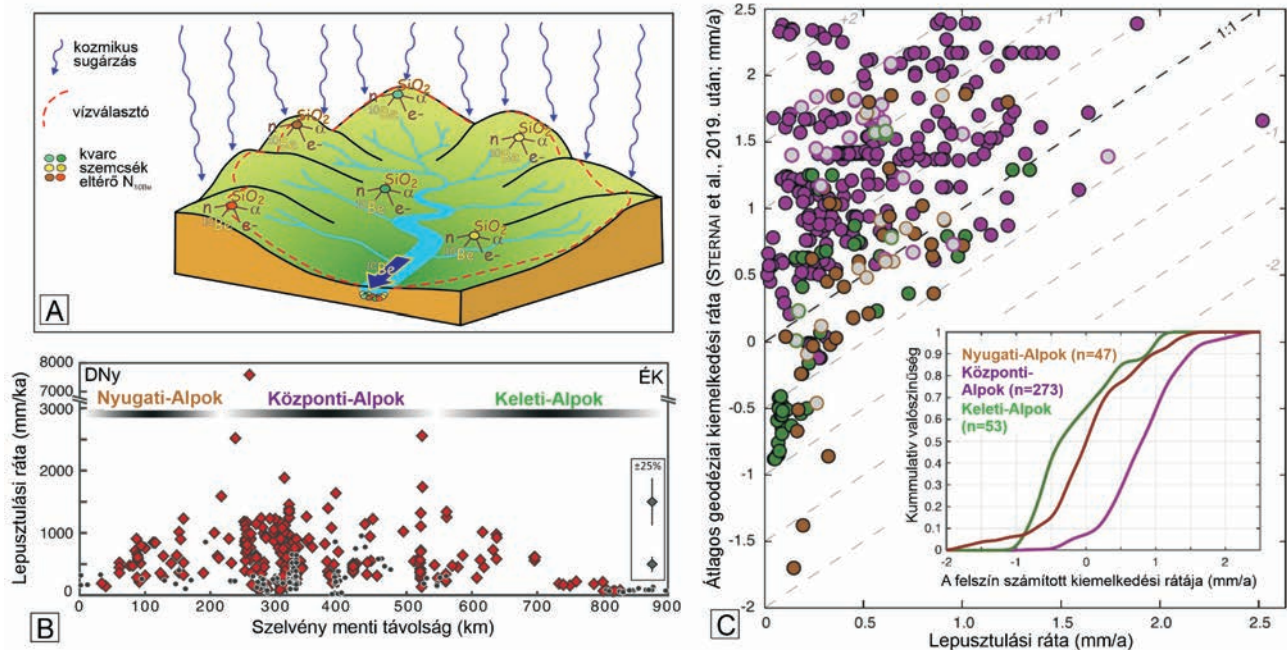
Vízgyűjtők lepusztulási rátájának meghatározása az Alpokban – esettanulmány

Nagyobb területek lepusztulási mintázatának vizsgálatához, valamint az eróziós folyamatokat vezérlő éghajlati paraméterek és szerkezeti mozgások térbeli különbségeinek felismeréséhez egymástól eltérő helyzetű vízgyűjtők hosszú

távú kozmogén izotópos lepusztulási rátájának összehasonlítása remek lehetőséget teremt. DELUNEL et al. (2020) egy a teljes Európai-Alpokra kiterjedő vizsgálat során 375 alpesi vízgyűjtő kozmogén ^{10}Be -lepusztulási rátáit vizsgálta a domborzat, az éghajlat és a recens geodéziai kiemelkedési rátákhoz viszonyítva (5. ábra, B). Az adatokat korábban publikált munkákból gyűjtötték össze nagyrészt az OCTOPUS-adatbázis használatával (CODILEAN et al. 2018).

Az eredmények szerint (1) bár a közzétett adatok és a csapadék helyi szinten befolyásolhatják az eróziót, ezek a tényezők nem magyarázzák egységesen az egész Alpok lepusztulási mintázatait; (2) a vízgyűjtőszintű lepusztulási ráta szorosan követi az alapvető topográfiai mutatókat, különösen az átlagos lejtőszöveget. Ugyanakkor a denudáció és a vízgyűjtők átlagos lejtőszögének korrelációja $25\text{--}30^\circ$ -os lejtőszög fölött megszűnik. E küszöb alatti vízgyűjtőkben a folyamatok jól leírhatók diffúzív törmelékiszállítással, míg az ennél meredekebb vízgyűjtőkben az erózió sztochasztikussá válik, ami valószínűleg a glaciálisok során kialakult, sokszor túl meredek völgyoldalakkal jellemezhető domborzat következménye.

A tanulmány, bár nagy szórással, de pozitív kapcsolatot talált a jelenkori kiemelkedési ráták és a vízgyűjtőszintű denudáció között (5. ábra, C). A tanulmány szerzői megállapították, hogy összességében az Alpok mai domborzata és felszín-



5. ábra. A) Szemléltető tömbszelvény: a vízgyűjtők lepusztulási rátájának számszerűsítése a mederhordalékban található kozmogén izotópok segítségével. B) Sváprofil, ami az Európai-Alpok mentén mért vízgyűjtőszintű lepusztulási ráták térbeli eloszlását mutatja (DELUNEL et al. 2020, figure 3, B). A fekete körök az orogén magján kívül elhelyezkedő vízgyűjtőket jelölik ($n = 134$). A betétabra a kozmogén izotópos lepusztulási ráták átlagos, $\pm 25\%$ -os bizonytalanságát szemlélteti 500 és 1500 mm/ka lepusztulási ráták példáján. C) A vízgyűjtők átlagos geodéziai kőzetkiemelkedése és a vízgyűjtőszintű lepusztulási ráták közötti kapcsolat (DELUNEL et al. 2020, fig. 7). A színezett körök az egyes vízgyűjtőket jelölik. A fekete szaggatott vonalak az 1:1 arányú kapcsolatot jelzik. A nyitott szürke körök azok a vízgyűjtők, amelyek átlagos lejtőszöge $>30^\circ$. A betétabra a számított felszínkiemelkedés (azaz a vízgyűjtőszintű lepusztulási ráta és az átlagos geodéziai kőzetkiemelkedési ráta különbsége) kumulatív eloszlását mutatja a három régióban

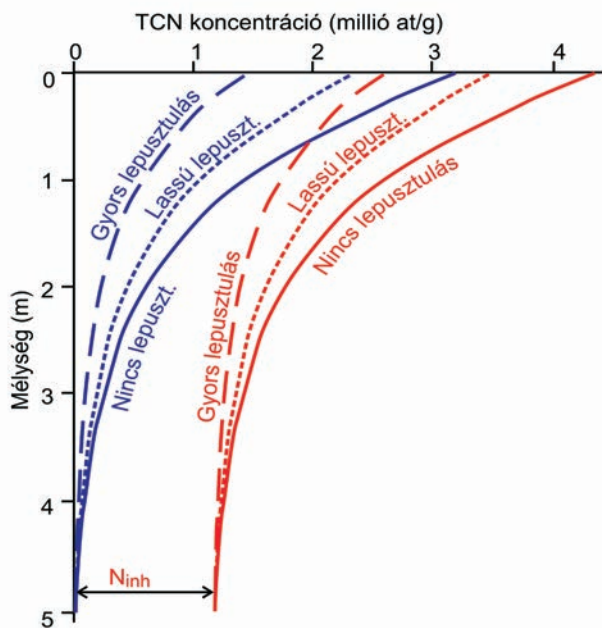
Figure 5. A) Conceptual block diagram illustrating how catchment-wide denudation rates can be quantified using cosmogenic nuclides measured in stream sediment. B) Swath profile showing the spatial distribution of catchment wide denudation rates measured along the European Alps (DELUNEL et al. 2020, fig. 3B). Black circles represent catchments located outside the orogenic core ($n = 134$). The inset illustrates the typical $\pm 25\%$ uncertainty in cosmogenic nuclide-derived erosion rates, shown for the example of 500 and 1500 mm/ka erosion rates. C) Relationship between mean geodetic rock uplift and catchment wide erosion rates (DELUNEL et al. 2020, fig. 7). Colored circles indicate individual catchments. Black dashed lines show the 1:1 relationship. Open grey circles mark catchments with mean slope angles $>30^\circ$. The inset shows the cumulative distribution of calculated surface uplift (i.e., the difference between catchment wide denudation rate and mean geodetic rock uplift rate) across the three regions

formái a múltbeli glaciális folyamatok és a jelenleg is zajló kiemelkedés együttes, hosszú távú geomorfológiai válaszát tükrözik.

A kitétségi kor és eróziós ráta egyidejű meghatározása mélységprofil menti mintavétellel

A korábbi fejezetekben láthattuk, hogy amennyiben egy adott felszínen nem ismert sem a lepusztulási ráta, sem a kitétségi kor, úgy a felszínen vett minták kozmogén izotóp koncentrációjából csak a minimum kitétségi kort vagy a maximum lepusztulási rátát számíthatjuk ki. Ugyanakkor ha a kőzetben esetlegesen jelen levő átöröklött TCN-koncentrációt figyelmen kívül hagyjuk, a számított kitétségi kor idősebb lesz a felszín valós koránál (3. ábra, C). Mindkét esetben megoldást jelenthet a mélységprofil mentén történő mintavétel (SIAME et al. 2004; BRAUCHER et al. 2009; RIXHON et al. 2011; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011, 2016, 2018).

A felszín alatt a kozmogén izotópok keletkezési rátája exponenciálisan csökken, és pár méter mélységben a müonreakciók veszik át a főszerepet a TCN-keletkezésben (lásd a tanulmány első részét, RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026, 3. ábra). A kozmogén izotópok koncentrációja a mélységgel ennek megfelelően szintén exponenciálisan csökken (6. ábra). A



6. ábra. A ^{10}Be -koncentráció változása a felszín alatti mélységgel

Gyors lepusztulás esetén a felszíni koncentráció értéke kisebb, a görbe lefutása meredekebb, mint lassú vagy elhanyagolható lepusztulás esetén. Amennyiben nincs átöröklött koncentráció (N_{inh}), a ^{10}Be -koncentráció a felszín alatti mélységgel nullához közelít (kék görbék). Ha a ^{10}Be -koncentráció nullánál nagyobb értékéhez tart a mélyben, az eltolódás értékéből az átöröklött koncentráció a radioaktív bomlás figyelembevételével kiszámítható (piros görbék)

Figure 6. Variation of ^{10}Be concentration with depth below the surface

Under rapid erosion, the surface concentration is lower and the decrease with depth is steeper than in case of slow or negligible erosion. If no inherited concentration (N_{inh}) is present, the ^{10}Be concentration approaches zero with increasing depth (blue curves). If the ^{10}Be concentration approaches a non zero value at depth, the vertical offset allows calculation of the inherited concentration, when accounting for radioactive decay (red curves)

müonok általi TCN-keletkezés lényegesen lassabb, így a mélyebb rétegekből származó minták tovább tartózkodnak a kormeghatározás szempontjából hasznos zónában, vagyis a kormeghatározás időtartománya meghosszabbodik.

A kozmogén izotópok keletkezésében részt vevő részecskék behatolási mélységének ismeretében a TCN-koncentráció mélységgel történő változása kiszámítható (lásd első rész, RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026 és [4] egyenlet). Ebből következik a mélységprofilos kormeghatározás másik hatalmas előnye, hogy lehetőséget teremt a valósnál idősebb látszólagos kort eredményező, átöröklött TCN-koncentráció számszerűsítésére. Amennyiben $N_{inh} = 0$, a felszín alatti mélységgel exponenciálisan csökkenő TCN-koncentráció a nullához közelít (6. ábra, kék vonal). Amikor $N_{inh} > 0$, az exponenciális görbe a mélyben szintén függőlegessé válik, de értéke nem nullához, hanem az N_{inh} értékéhez közelít (6. ábra, piros vonal), lehetővé téve N_{inh} értékének meghatározását, és a mért TCN-koncentráció ezzel való korrekcióját.

A mélységprofilos módszer használatakor a kitétségi kormeghatározás időbeli tartománya szintén a felszín lepusztulási rátájától, valamint a profil mélységétől függ. Ugyanakkor mélységprofilos kormeghatározás esetén a datálható időtartam lényegesen hosszabb lehet, mint kizárólag felszíni minták esetén. A mélységprofilok másik előnye, hogy a kitétségi kor mellett a lepusztulási ráta és az átöröklött TCN-koncentráció meghatározása is lehetséges, így üledékes kőzetek (pl folyóteraszok) kormeghatározására kiválóan alkalmazható.

A módszer előfeltétele, hogy a mintavétel zavartalan, eredeti helyzetben levő üledékből (vagy szálkőből) történjen a minták felszín alatti mélységének és a kőzet sűrűségének megmérése mellett. A mélységprofil optimális mélysége 4–6 méter vagy ennél több és a minimális mintaszám 4–5 minta, de lehet több, akár 8–10 minta. Nagyobb mélység és mintaszám esetén a kor és eróziós ráta meghatározása lényegesen robusztusabb lehet. A felszín korának és lepusztulási rátájának meghatározása akkor lehetséges, ha a lepusztulás sebessége egyenletes, és legalább a mélységi minták esetén még nem állt be a TCN-koncentráció szekuláris egyensúlya. Itt is érvényes az egyszerű kitétségi kormeghatározáskor már ismertetett feltétel, miszerint a felszín kialakulása óta nem történt üledékfelhalmozódás, vagy ennek időtartama és vastagsága ismert, illetve független módszerrel meghatározható.

A kormeghatározás az elméleti és a mért izotópkoncentrációk mélységgel történő változásának X^2 minimalizálással történő inverz modellezésével vagy Monte Carlo-szimulációkkal történik, ahol a változó paraméterek a kitétségi kor, a lepusztulási ráta, az átöröklött TCN-koncentráció és esetként a sűrűség (BRAUCHER et al. 2009, HIDY et al. 2010, Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2016).

Kitétségi kor és lepusztulási ráta meghatározása mélységprofil menti mintavétellel a Balaton-felvidéken – esettanulmány

A mélységprofilos módszer első alkalmazása a Pannon-medence térségében a Tapolcai- és Káli-medencék szélescsiszolta felszíneinek kormeghatározását, és ezen keresztül az aktív deflációs periódusok idejének megállapítását, vala-

mint a terület kiemelkedéséhez köthető deflációs felszín-alacsonyodás számszerűsítését célozta (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011). A kutatás során 3 mélységprofilot vettek fel a Kállai Formáció kőzetpadjaiból eltérő tengerszint feletti magasságú helyszíneken. Egy profilot pedig ugyanezen formáció jóval kevésbé ellenálló, laza homokos részébe mélyítettek (7. ábra, A, B, C).

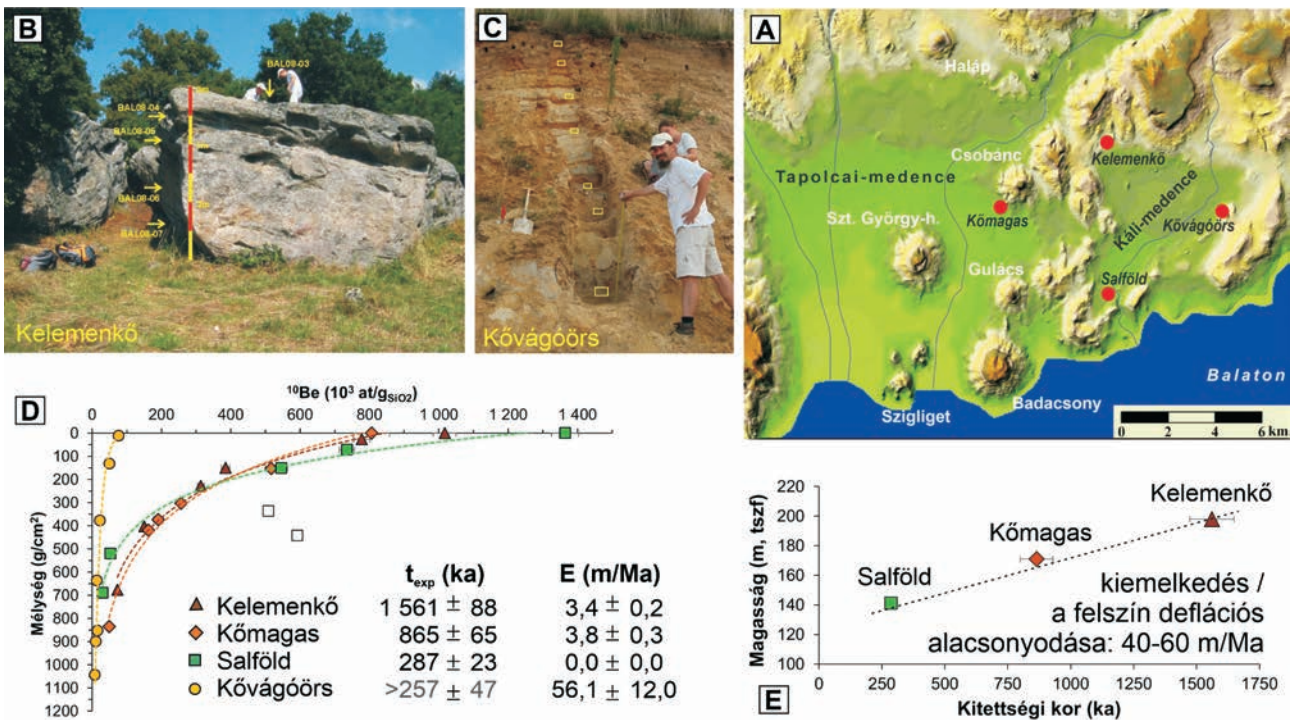
A cementált homokkő- és konglomerátumfelszínre mélyített profilok kitéréségi korát és lepusztulási rátáját X^2 minimalizáló inverz modellezéssel számították ki, és igen lassú, 0–4 m/Ma lokális lepusztulási rátát és a tengerszint feletti magassággal csökkenő, ~1,56 Ma, ~865 ka és ~287 ka kitéréségi korokat adtak. Ez a legidősebb datált szélsziszta felszín Európában. Ugyanakkor a laza homokkő mélyítési profilja lényegesen gyorsabb, 56 ± 12 m/Ma lepusztulási rátát adott, és e gyors felszín-alacsonyodás következményeként itt csak minimum kor meghatározására volt lehetőség (7. ábra, D). Ez a lepusztulási ráta nagyon jó egyezést mutat a szálkőfelszín kora és tengerszint feletti magassága alapján számolt, 40–60 m/Ma regionális felszín-alacsonyodással (7. ábra, E). Ez megerősítette a feltételezést, hogy az eljegesedések során a Pannon-medence nyugati felében, az emelkedő térszínen a felszín lepusztulása főként a laza üledékek deflációján keresztül ment végbe, és így igazolta,

hogy a kontinentális, periglaciális közép-európai területen a szél általi erózió fontos szerepet játszhatott a negyedidőszaki felszínalakulásban.

Kitéréségi kor és lepusztulási ráta egyidejű meghatározása két izotóp alkalmazásával

Mint azt korábban láthattuk, ha nem áll rendelkezésünkre független adat a felszín lepusztulási rátájáról vagy koráról, a felszíni mintákban mért TCN-koncentrációk a minimum kitéréségi kor vagy maximum lepusztulási ráta kiszámítására adnak lehetőséget (2. ábra). Két eltérő felezési idejű (vagy egy stabil és egy radioaktív) izotóp alkalmazásával azonban a kitéréségi kor és a lepusztulási ráta egyidejűleg meghatározható. Ilyen esetekben a (3) egyenletet a két izotópra egyidejűleg oldjuk meg oly módon, hogy a modellezett kitéréségi kor és lepusztulási ráta mindkét izotóp esetén azonos.

A leggyakrabban használt TCN-pár a ^{26}Al és a ^{10}Be . Népszerűségük annak köszönhető, hogy mindkét izotóp kvarcban keletkezik, így célásványuk a mállásnak ellenálló és gyakori. Emellett laboratóriumi körülmények között ugyanazon kőzetmintából kinyerhetők, biztosítva ezáltal,

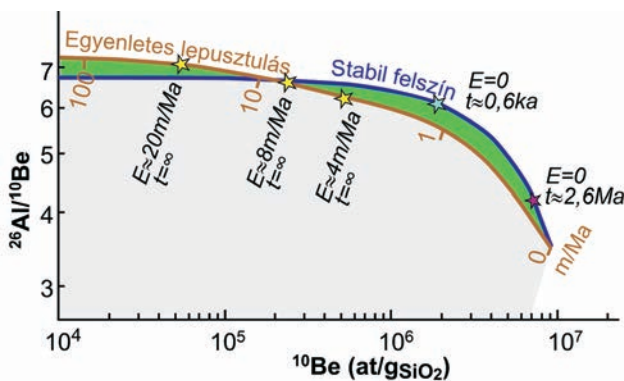


7. ábra. Kitéréségi kor és lepusztulási ráta meghatározása ^{10}Be -mélységprofilokkal a Balaton-felvidéken (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011). A) A vizsgált mélységprofilok helyzete. B) A Kelemenkö mélységprofilja. C) Mélységprofil a kővágóörsi homokbányában. D) A ^{10}Be koncentrációk alakulása a felszín alatti mélységgel. Kővágóörs gyorsan pusztuló felszínének meredek mélységprofilja jól elkülönül az ellenálló idős felszínek ellaposodó profiljaitól (vö. a 6. ábrával). Ez esetben csak minimum kor volt számolható. E) A felszín alacsonyodása a datált felszínek kitéréségi kora és magassága függvényében. A ráta jó egyezést mutat a kővágóörsi profil laza homokjának ^{10}Be lepusztulási rátájával

Figure 7. Determination of exposure age and denudation rate using ^{10}Be depth profiles in the Balaton Highland (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2011). A) Locations of the investigated depth profiles. B) Depth profile at Kelemenkö. C) Depth profile in the Kővágóörs sand quarry. D) Variation of ^{10}Be concentrations with subsurface depth. The steep depth profile of the rapidly eroding surface at Kővágóörs is clearly distinct from the flattened profiles characteristic of the erosion-resistant, old surfaces (cf. Figure 6). In this case, only a minimum exposure age could be calculated. E) Surface lowering as a function of exposure age and elevation of the dated surfaces. The rate shows good agreement with the ^{10}Be derived denudation rate of the loose sand in the Kővágóörs profile

hogya a két izotóp ugyanazt a kitétségi történetet adja vissza. Felszíni, spallációs keletkezési rátájuk aránya (R_0) állandónak tekinthető: $R_0 = P_{26}/P_{10} = 6,7 \pm 0,6$ (FENTON et al. 2022), ahol P_{26} és P_{10} a ^{26}Al és a ^{10}Be spallációs keletkezési rátája a felszínen. A müonok általi keletkezési ráta ettől eltér, de felszíni kőzetekben a müonok részesezése a teljes TCN keletkezésében 2% alatti, ezért az esetek nagy részében a fenti arány megfelelő közelítést jelent. Gyorsan pusztuló térszínnek esetében müonok által érintett mélyebb rétegek gyors felszínre kerülése következtében a felszíni kőzetekben a $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ arány akár 7-nél nagyobb is lehet (8. ábra, barna vonal függőleges tengely felé eső része). Emellett a ^{26}Al és a ^{10}Be felezési ideje földtani értelemben megfelelően hosszú és különböző: $t_{1/2-10} = 1,39$ Ma és $t_{1/2-26} = 0,705$ Ma (lásd RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026, I. táblázat). A ^{26}Al – ^{10}Be izotóppár népszerűsége folytán a módszert a továbbiakban ezen izotóppáron keresztül mutatom be, de az alapelvek bármely más izotóppár esetében is hasonlóak (pl. ^{14}C – ^{10}Be , ^{21}Ne – ^{10}Be).

A modell grafikus megjelenítése a betemetődési kor meghatározáskor (lásd következő fejezet) is használt *kitétség-betemetődés diagram* (az alakja után egyszerű neve a „banándiagram”), ahol az y tengelyen a $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány és az x tengelyen a ^{10}Be -koncentráció található (8. ábra). A diagram görbéit a (3) egyenlet alapján a kitétségi kor és a lepusztulási ráta változtatásával modellezett ponthalmazok határozzák meg. E diagramon valamennyi minta TCN-koncentrációi elhelyezhetők, és helyük jellemző az adott



8. ábra. Egyszerűsített kitétség-betemetődés diagram (LAL 1991 után)

A $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány a ^{10}Be -koncentráció változásának függvényében. Az egyes adatpontok helyzetét a mintára jellemző lepusztulási ráta, illetve a kitétségi kor határozza meg. A felszínen levő kőzetek kozmogén izotóp koncentrációi folyamatos kitétség és stabil felszín esetén a vastag, kék vonalra ($E = 0$), folyamatosan és egyenletesen pusztuló felszín esetén a barna vonalra esnek (barna számokkal a lepusztulási ráta (m/Ma) van feltüntetve). A felszíni kőzetekben mért valamennyi izotóp-koncentráció e két vonalra, vagy a kettő közötti, zöld színű területbe esik (pl. változó lepusztulási ráta esetén). Példák: világoskék és rózsaszín csillag: stabil felszínokről (szálok) származó minták, betemetődés előtti kitétségi koruk ~ 600 ka, illetve $\sim 2,6$ Ma; sárga csillagok: pusztuló felszínokről származó minták, a lepusztulási rátájuk ~ 20 , ~ 8 és ~ 4 m/Ma (balról jobbra)

Figure 8. Simplified exposure-burial diagram (after LAL 1991)

The $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio as a function of the change in ^{10}Be concentration. The position of each data point is determined by the sample's characteristic erosion rate and exposure age. For rocks currently at the surface, cosmogenic nuclide concentrations fall on the thick blue line if the surface is stable ($E = 0$), and on the brown line if the surface experiences steady erosion (brown numbers indicate erosion rate in m/Ma). All nuclide concentrations measured in surface rocks fall either on these two lines or within the green-shaded area between them (e.g., in the case of variable erosion rates). Examples: light-blue and pink stars: samples from stable surfaces (bedrock), with pre-burial exposure ages of ~ 600 ka and ~ 2.6 Ma, respectively. Yellow stars: samples from eroding surfaces, with erosion rates of ~ 20 , ~ 8 , and ~ 4 m/Ma (from left to right)

minta kitétségi és lepusztulási történetére. A folyamatos kitétség és elhanyagolható lepusztulás esetén a mért TCN-koncentráció a stabil felszínre jellemző folyamatos kitétség görbére esik (8. ábra, kék vonal). A görbéről leolvasható, hogy az izotópok felezési idejéhez képest rövid kitétség esetén, amíg a radioaktív bomlás még elhanyagolható, a két izotóp felszíni spallációs keletkezési rátáinak $\sim 6,7$ aránya meghatározó. Ahogy a kitétségi kor növekszik, a ^{10}Be -koncentráció nő, ugyanakkor az ^{26}Al \sim kétszer gyorsabb bomlása miatt az izotóparány csökkenése figyelhető meg (a diagramon balról jobbra haladva). A görbe a szekuláris egyenlegensúlypontban ér véget, ahol a TCN keletkezés és bomlás mértéke egyezik ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be} = 3,45$), és a továbbiakban sem az izotóparány, sem a koncentráció nem változik.

Amennyiben a felszín folyamatosan kitétt helyzetben van, de egyenletesen pusztul, az izotópkoncentrációk az *egyenletes lepusztulás* vonalára esnek (barna vonal). Mivel a müon-reakciók által előidézett keletkezési ráta aránya nagyobb, mint a spalláció általi $\sim 6,7$ érték, gyors lepusztulás (alacsony ^{10}Be -koncentráció) esetén a felszíni izotóparány ennél magasabb, ezért a folyamatos lepusztulási görbe a folyamatos kitétségi görbe fölé kerül.

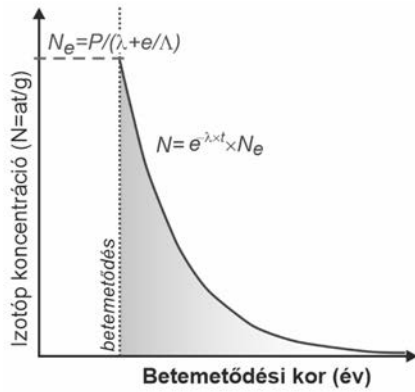
Valamennyi felszínen található minta ^{26}Al - és ^{10}Be -koncentrációja a folyamatos kitétség és lepusztulás görbéire vagy az azok közötti területre esik. Ezért ezt felszíni lepusztulás szigetnek nevezzük (zöld). Ha egy minta a mért ^{26}Al - és ^{10}Be -koncentrációi alapján a diagramon a szürke területre esik, az azt jelenti, hogy a kozmikus sugárzástól árnyékolt, vagyis betemetett helyzetben van, vagy a története során jelentősebb ideig volt fedett helyzetben (lásd bővebben a következő fejezetben). Ha egy minta a diagramon fehérre hagyott területre esik, akkor olyan izotóparányt mértünk, aminek kialakulása a természetben elméletileg nem lehetséges, tehát feltehetőleg analitikai hibáról van szó.

A betemetődési kor meghatározása

Egyszerű betemetődési kor

Amennyiben egy korábban kitétt helyzetben levő kőzet betemetődik, azaz a kozmikus sugárzástól árnyékolt helyzetbe kerül, a kozmogén izotópok keletkezése megáll. Ilyen esetben a stabil izotópok mennyisége nem változik, a radioaktív izotópok koncentrációja azonban a felezési időnek megfelelően exponenciális csökkenésnek indul (9. ábra). Ezért betemetődési kor meghatározásra csak radioaktív kozmogén izotópok (CRN) vagy egy radioaktív és egy stabil izotóp alkalmasak. A betemetődés óta eltelt idő, vagyis a betemetődési kor (t_{bur}) a felezési idő, a mért CRN-koncentráció (N) és a betemetődéskor a kőzetben levő CRN-koncentráció (N_{inh}) ismeretében kiszámítható:

$$(6) \quad N = e^{-\lambda \times t_{bur}} \times N_{inh}$$



9. ábra. A helyben keletkező radioaktív kozmogén izotóp koncentráció változása (radioaktív bomlása) időben a teljes betemetődést követően. Az ábrán $N_{inh} = N_e$

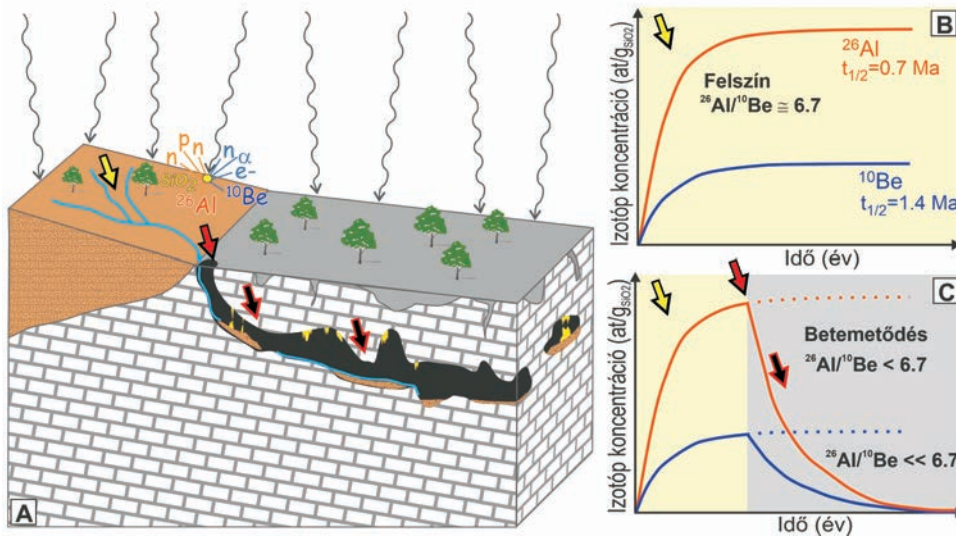
Figure 9. Temporal change of the concentration of in situ produced radioactive cosmogenic nuclides due to radioactive decay following complete burial. In the figure $N_{inh} = N_e$

A felszíni kőzetekben azonban a TCN-koncentráció (N) térben és időben igen változó. Függ a kitétség helyén a TCN-keletkezési rátától és a lepusztulási rátától, illetve a kitétség időtartamától (lásd az első részben). Ennek meg-

felelően N_{inh} értéke a legtöbb esetben nem ismert. Ezért a betemetődési kor meghatározásához két CRN egyazon mintából való egyidejű meghatározására van szükség. Amennyiben a két radioaktív izotóp felszíni keletkezési aránya (R_0) ismert, és felezési idejük jelentősen eltérő, ezek arányának változása az egyes izotópok N_{inh} -értékének hiányában is alkalmas a betemetődés óta eltelt idő mérésére (10. ábra).

A betemetődési kor meghatározásának előfeltételei:

- i) a kőzet/üledék előzetesen kozmikus sugárzásnak kitétt helyzetben volt,
- ii) a betemetett üledék kozmikus sugárzásnak kitétt és egyenletesen pusztuló térszínről származik (10. ábra, B, C),
- iii) két, eltérő felezési idejű, ugyanazon ásványban keletkező (és abból kinyerhető) radioaktív kozmogén izotóp jelenléte,
- iv) a vizsgált izotópok felszíni keletkezési rátája a földfelszínen állandónak tekinthető,
- v) a betemetődés egyszeri és földtani értelemben pillanatszerű esemény (10. ábra, A, C),
- vi) a betemetés mélysége elegendő a kozmikus sugárzástól való teljes árnyékoláshoz, vagy a betemetés mélysége ismert, és a CRN-koncentráció korrigálható a betemetődés után helyben kozmogén izotópok mennyiségével.



10. ábra. A kozmogén izotópos betemetődési kormeghatározás alapelve barlangba történő bemosódás példáján. A) Tömbszelvény, a kozmogén izotópok keletkezése a felszínen kvarctartalmú kőzetekben, ezek lepusztulása és az kozmogén izotópokat tartalmazó hordalék bemosódása és leülepedése a barlangban, árnyékolt helyzetben. B) Kozmogén ^{10}Be - és ^{26}Al -izotópok keletkezése a felszíni kőzetekben, a koncentráció exponenciális növekedése, majd telítődése a keletkezési ráta és a felezési idő és a lepusztulási ráta függvénye. A $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány állandó. C) A kozmogén izotóp koncentrációk csökkenése a barlangba bemosódást követően megkezdődik a radioaktív bomlás következtében. Az izotópok eltérő felezési ideje miatt a felszíni $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány a betemetődést követően az azóta eltelt idővel arányosan csökken. Ez a betemetődési kormeghatározás alapja. Fontos megjegyezni, hogy a betemetődés utáni áthalmazódás a módszer számára láthatatlan

Figure 10. Principle of cosmogenic nuclide burial dating illustrated by the example allochthonous cave sediment. A) Block diagram showing the production of cosmogenic nuclides in quartz-bearing rocks at the surface, their erosion, transport and deposition of the cosmogenic nuclide-bearing sediment inside a cave, where it becomes shielded. B) Production of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in surface rocks; their concentrations increase exponentially and approach saturation as a function of production rate half-life and denudation rate. The $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio is constant. C) After the sediment is washed into the cave, the concentrations of cosmogenic nuclides begin to decrease due to radioactive decay. Because the nuclides have different half-lives, the surface $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio decreases proportionally with the time elapsed since burial. This is the basis of burial dating. It is important to note that post-burial re-deposition is invisible for the method

A leggyakrabban használt izotóppár a már megismert ^{26}Al – ^{10}Be , így a módszert itt is ezen izotóppár példáján mutatnánk meg.

A két izotóp megmért koncentrációjának ismeretében az egyszerű betemetődési kor a (7) egyenletről kiszámítható (N_{26} és N_{10} a ^{26}Al - és ^{10}Be -izotópok mért koncentrációja [atom/g]; R_{meas} pedig a mért izotópkoncentrációk aránya):

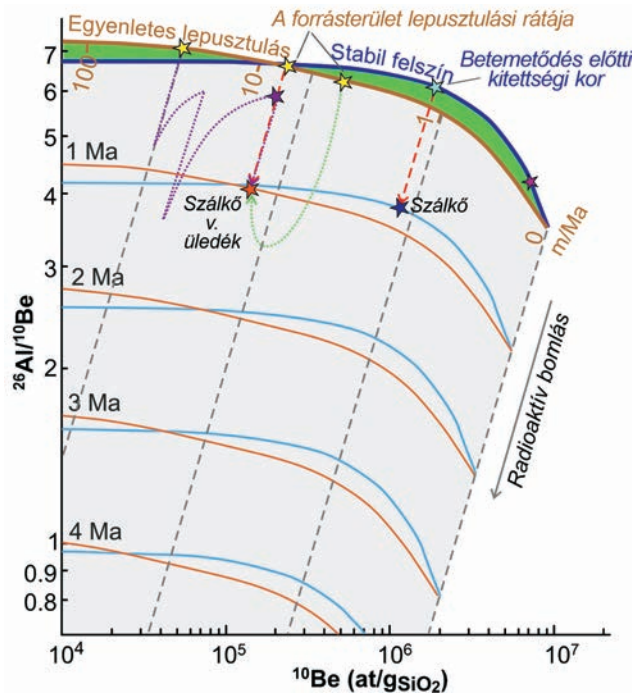
$$(7) \quad \frac{N_{26}}{N_{10}} = R_{meas} = R_0 \times e^{-(\lambda_{26}-\lambda_{10}) \times t_{bur}}$$

A (7) egyenlet akkor igaz, ha a betemetettség mélysége elég nagy ahhoz, hogy a betemetődés után teljes árnyékolást biztosítson a kozmikus sugárzástól. Az ilyen eseteket egyszerű betemetődési kornak hívjuk. (10. ábra, A, C; 11. ábra, piros szaggatott vonalak).

A betemetődési kor meghatározásának alsó határát a $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány változásának kimutathatósága, vagyis a mé-

rések pontossága határozza meg. Ez jelenleg ~100 ezer évre tehető, vagyis ennél rövidebb idejű betemetődés alatt bekövetkező izotóparány-változás többnyire analitikai hiba alatt marad, így nem kimutatható. Másképpen fogalmazva, a 100 ezer éves érték megfelel legfiatalabb betemetődési korok bizonytalanságának. Az alkalmazás felső határát a kőzetben található CRN elbomlása, vagyis mennyiségének a kimutathatóság alá való csökkenése jelenti. Ez nagyban függ attól, hogy mennyi volt a CRN-koncentráció a betemetődés pillanatában, vagyis mennyi ideig volt kitétt helyzetben, illetve milyen ütemben pusztult az adott kőzet a betemetődés előtt. Amennyiben a betemetődés előtti kitéttesség hosszú, illetve a lepusztulás lassú, vagyis a betemetődés pillanatában a CRN-koncentrációk magasak, a datálható tartomány 4–5 millió év is lehet. Rövid kitéttesség vagy gyors lepusztulás esetén az üledék eleve kis CRN-koncentrációval temetődik be, ilyenkor a datálható tartomány ennél lényegesen rövidebb.

Ha a betemetés csak részleges, akkor egyrészt a mért CRN-koncentráció egy része helyben, a betemetődést követően keletkezik (N_{pb}). Ez többlet koncentrációkat és megváltozott izotóparányt, és ezért a valósánál fiatalabb látszólagos kort eredményez, tehát korrekcióra szorul. Másrészt a betemetődés után keletkező izotópok koncentrációja egy idő után elérheti vagy meghaladhatja a betemetettség előtről származó CRN mennyiségét, ami megnehezítheti vagy ellehetetlenítheti a kormeghatározást. Az alkalmazhatóság időtartama ez esetben is az átöröklött izotópkoncentrációtól, illetve a betemetés mélységétől függ.



11. ábra. Kitéttesség-betemetődés diagram (GRANGER 2006, után)

A $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arány a ^{10}Be -koncentráció változásának függvényében. A felszínen, folyamatosan kitétt helyzetben levő kőzetek kozmogén ^{26}Al és ^{10}Be -koncentrációik alapján a diagram felső részén található zöld területre, vagy az azt határoló vonalakra esnek (stabil felszín – kék; egyenesletes lepusztulás – barna). Az egyes adatpontok helyzetét a lepusztulási ráta, illetve a kitéttességi kor határozza meg (8. ábra). A vékony kék és barna vonalak a CRN-koncentrációk alakulását mutatják 1–4 millió évvel a betemetődés után, eredetileg stabil, illetve pusztuló felszínek esetén. Az egyszerű betemetődési kort a mintapontok elmozdulása jelzi piros szaggatott vonalak mentén, a példában 1 millió éves betemetődés esetén (narancssárga és sötétkék csillagok). Összetett kitéttesség-betemetődési történetekre a pontozott lila (ismételt kitéttesség és betemetődés) és zöld (részleges árnyékolás sekély mélységben) vonalak mutatnak példát

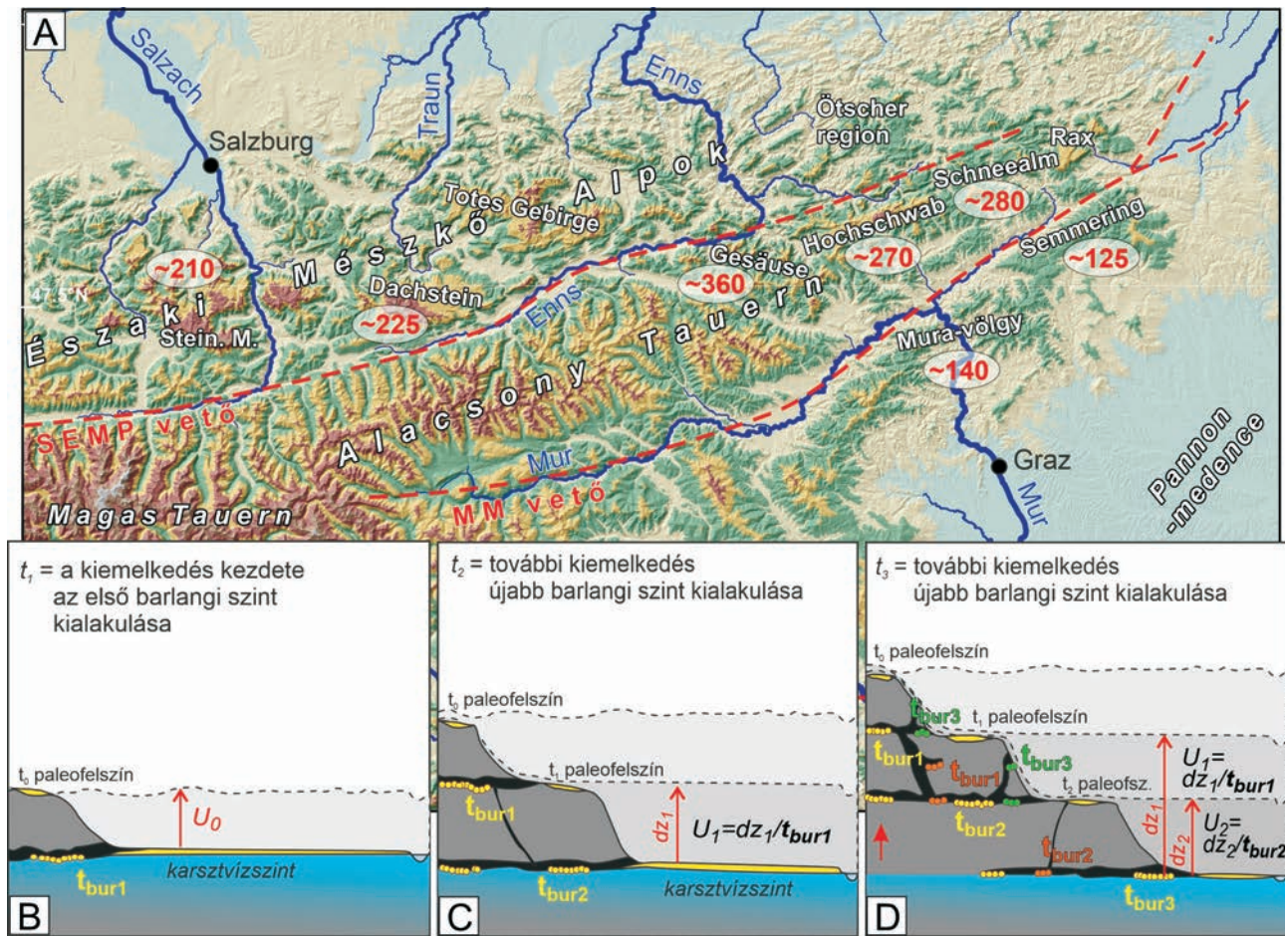
Figure 11. Exposure-burial diagram (after GRANGER 2006)

The $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio as a function of changes in ^{10}Be concentration. Rocks that have remained continuously exposed at the surface plot within the green area in the upper part of the diagram, or along its bounding lines (stable surface – blue; steady erosion – brown). The position of individual data points is determined by the erosion rate and the exposure age (Figure 8). The thin blue and brown lines show the evolution of CRN concentrations 1–4 million years after burial, for originally stable and eroding surfaces, respectively. The simple burial age is indicated by the displacement of sample points along the red dashed lines, shown here for a burial age of 1 million years (orange and dark blue stars). Examples of more complex exposure-burial histories are illustrated by the dotted purple line (repeated exposure and burial) and the dotted green line (partial shielding at shallow depth)

A Keleti-Alpok kiemelkedéstörténetének számszerűsítése többszintes barlangrendszerek allochton üledékeinek betemetődési kormeghatározásán keresztül – esettanulmány

A tanulmány a Keleti-Alpok kiemelkedését a karsztos barlangokba mosódott homokos-kavicsos üledékek $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ betemetődési kormeghatározása segítségével vizsgálta (STÜWE et al. 2026) (12. ábra, A). A barlangi üledékek a képződésük idején a karsztvízszint közeli zónában rakódtak le, amelynek magassága feltételezhetően állandó volt (12. ábra, B, C, D). A hegységek kiemelkedésével e szintek a karsztvízszint fölé emelkedtek, így a járatok képződése és az allochton üledékek lerakódása egy alacsonyabb szinten folytatódott. Ennek következtében a folyóteraszokhoz hasonlóan az egyre magasabb helyzetű járatok egyre idősebbek, melyek kora a bennük lerakódott üledékek betemetődési korával számszerűsíthető volt.

Az új és újraszámolt adatokat tartalmazó, homogénizált $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -adatsor ($n=67$) az elmúlt 3–5 millió év kiemelkedéstörténetére engedett betekintést. Ez alapján az Északi-Mészkő-Alpok 1200–1500 m, míg a Pannon-medence felé eső átmeneti zóna ~500 m kiemelkedést mutatott. A legnagyobb kiemelkedési ráták a Salzachtal–Ennstal–Mariazell–Puchberg- és a Mura–Mürz-vetők között voltak a Gesäuse-, a Hochschwab- és a Schneesalm-hegységekben (~357–283 m/Ma). A Salzach-völgy környékén



12. ábra. A) A Keleti-Alpok domborzata a vizsgált hegységekkel. SEMP vető: Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg-vető, MM vető: Mur-Mürz-vető. A bekarikázott piros számok a barlangi üledékek $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ betemetődési kora alapján számított kiemelkedési ráták (Stüwe et al. 2026). B–C–D) Folyamatábra, amely szemlélteti a többszintes barlangrendszerek kialakulását emelkedő térszínen és a kiemelkedés számszerűsítését barlangi üledékek betemetődési kormeghatározásán alapuló módszerét emelkedő térszínen kialakuló többszintes barlangrendszerek esetén

A piros nyíl a köztett kiemelkedést jelzi, amely folyóbevágódást és karsztvízszintcsökkenést vált ki, aminek következménye az egymást követő, egyre alacsonyabban fekvő barlangszintek kialakulása. A sárga pontok az adott időpillanatban, a freaticus barlangszint kialakulásakor a karsztvízszintben lerakódott folyóvízi üledékeket jelölik. Ezek betemetődési kormeghatározásával az adott járatszint kora megadható. A D ábrán láthatók példák a betemetődési kormeghatározás során kiugró mintákra: a narancssárga pontok magasabb barlangszintekről áthalmazott üledékek, amelyek betemetődési kora idősebb lesz, mint az a barlangszint, ahonnan mintázzák őket. A zöld pontok olyan üledékek, amelyek az üregek felszakadása következtében, jóval az adott szint kialakulása után kerültek a barlangba, ezért ezek túl fiatal látszólagos betemetődési kort adnak. A kiemelkedési ráta (U) számszerűsítésére csak a sárga pontokkal jelölt, a barlangi szinttel egyidős minták alkalmasak. dz : adott barlangi szint erózióbázis feletti magassága, t_{bur} : betemetődési kor

Figure 12. A) Topography of the Eastern Alps with the investigated mountain ranges. SEMP: Salzachtal-Ennstal-Mariazell-Puchberg fault, MM: Mur-Mürz fault. The red circled numbers show the uplift rates calculated from the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial ages of cave sediments (Stüwe et al. 2026). B–C–D) Cartoon illustrating the formation of multi level cave systems in an uplifting landscape and the method for quantifying uplift using burial dating of cave sediments

The red arrow shows rock uplift, which induces river incision and a lowering of the karst water table, resulting in the formation of a sequence of progressively lower cave levels. The yellow dots represent fluvial sediments deposited in the karst water table at the time when the phreatic cave level formed. Their burial ages provide the age of the respective cave level. Panel D shows examples of outlier samples in the burial age dataset: Orange dots: reworked sediments originating from higher cave levels, yielding older burial ages than the cave level where they were sampled. Green dots: sediments that entered the cave long after the formation of the cave level, due to collapse or re opening of passages; these produce younger apparent burial ages than the true age of the cave level. Only the samples represented by yellow dots, which are contemporaneous with the formation of the cave level, are suitable for quantifying the uplift rate (U). dz : elevation of the cave level above the erosion base; t_{bur} : burial age

(Steinernes Meer, Dachstein) valamivel lassabb volt a kiemelkedés üteme (~212–224 m/Ma). Kelet felé, a Pannon-medence irányában a kiemelkedési ráták csökkenő tendenciát mutatnak (~140–125 m/Ma; Mur-völgy, Semmering) (12. ábra, A). Az eredmények azt mutatják, hogy a Keleti-Alpok mai topográfiájának nagy része az elmúlt ~5 millió évben alakult ki, nem pedig 30 millió éves időskálán, ahogy korábban feltételezték, és arra utal, hogy feltehetőleg szerkezeti mozgások és szublitoszférikus folyamatok vezérelték, míg az éghajlat csak kisebb szerepet játszott.

Összetett kitétség-betemetődés történetek

A betemetődési kormeghatározás leggyakoribb esete a barlangba bemosódó üledékek kormeghatározása. Ez esetben az árnyékolás pillanatszerű, és többnyire megfelelően mély a kozmogén izotópok betemetődés utáni keletkezésének kizárásához. Abban az esetben, ha egy felszíni rétegsor, például egy folyóvízi terasz néhány méteres mélységében végünk mintavételt betemetődési kormeghatározáshoz, a felszín alatt helyben keletkező kozmogén izotópokkal ($N_{pb,10}$ és $N_{pb,26}$) is számolni kell. Mivel N_{pb} folyamatosan hozzá-

adódik a kőzetben a betemetődés pillanatában található CRN-mennyiségéhez, lassabb lesz a CRN-koncentráció csökkenése, mint teljes árnyékolás esetén, ezért megnövekszik a látszólagos betemetődési kor. Amennyiben N_{pb} nem ismert, és teljes árnyékolással számolunk, a számított betemetődési kor minimum korként értelmezendő (11. ábra zöld pontvonal).

Részlegesen árnyékolt minták esetében, ha a betemetés mélysége ismert, a (4) egyenletet mindkét izotópra egyszerre megoldva $N_{pb,26}$ és $N_{pb,10}$ megbecsülhető. Ilyenkor x a betemetett minta felszín alatti mélysége, és t a betemetődés időtartama ($t = t_{bur}$), mindkét izotópra egyenlő. A számítást inverz modellezéssel, többszöri iterációval elvégezve, a helyben keletkező CRN-koncentráció értékével korrigált, legvalószínűbb betemetődési kor kiszámítható. A módszer előnye, hogy inverz modellezéssel, a (3) és (4) egyenletek mindkét izotópra történő egyidejű megoldásával a betemetődési kor mellett a betemetés előtti lepusztulási ráta és a betemetődés utáni felszíni lepusztulási ráta is számszerűsíthető. Ez esetben a (3) egyenlet a betemetődés előtti lepusztulástörténetet, a (4) egyenlet a betemetődés utáni történetet modellezi izotóponként.

A ^{26}Al - ^{10}Be -izotópok koncentrációinak betemetődés utáni alakulása legkönnyebben a már megismert kitétség-betemetődés diagramon szemléltethető (11. ábra). A betemetett helyzetbe került kőzetek ^{26}Al és ^{10}Be CRN-koncentrációi és $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arányuk az izotópok radioaktív bomlása következtében a betemetettséggel időtartamával arányos mértékben csökken. Ezért a diagramon balra lefelé (szaggatott szürke vonalakkal párhuzamosan) mozdulnak el, és a szürke mezőbe kerülnek.

Egyszerű betemetődési történet esetén a diagramon a piros szaggatott vonalak követik a ^{26}Al - és ^{10}Be -koncentrációk és izotóparány-változást az 11. ábrán bemutatott stabil, illetve pusztuló üledék/felszínről származó minták (sárga és világoskék csillagok) és 1 millió éves betemetődési kora esetén (narancssárga és sötétkék csillagok).

Ugyanezen mért izotópkoncentrációk mögött azonban állhatnak összetett kitétség-betemetődési történetek is. Ilyenkor a minta CRN-koncentrációinak változása által kirajzolt útvonal lényegesen bonyolultabb lehet. Az ábrán két példa szerepel. 1) Lila pontozott vonal: többszöri betemetődés és újbóli kitétség esetén; 2) zöld pontozott vonal: részleges árnyékolás esetén. Az ábrán látható, hogy a mért ^{26}Al - és ^{10}Be -koncentrációk mindhárom esetben megegyeznek (narancssárga csillag), de a diagramról is leolvasható 1 millió éves betemetődési kor és a lepusztulási terület ~ 8 m/Ma lepusztulási rátája csak az egyszerű kitétségi történet esetén helytálló. Többszöri kihantolódás, majd betemetődés esetén (lila pontozott vonal) a jelenlegi lerakódási helyére az üledék már eleve csökkent $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arányval érkezik (lila csillag). Ezért a látszólagos betemetődési kora lényegesen idősebb lesz az utolsó, datálni kívánt esemény koránál. Éppen ezért, ahol lehetséges, érdemes a betemetett üledék vízgyűjtőjéről felszíni mintát venni, és az abban megmért $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arányt használni kiindulási izotóparányként (R_0).

Abban az esetben, amikor a minta betemetődése nem

elég mély a kozmikus sugárzástól való teljes árnyékoláshoz, a CRN-keletkezés lassú ütemben a felszín alatt is folytatódik (zöld pontozott vonal). Ilyen esetben a teljes árnyékolást feltételezve számolt, egyszerű betemetődési kor fiatalabb lesz a datálni kívánt esemény (pl. folyóterasz-kialakulás) koránál. Ebben az esetben ha a minta mélysége megmérhető, és a betemetődés ideje alatt állandónak tekinthető, a N_{pb} -vel korrigált betemetődési kor a (4) egyenlet alapján kiszámítható.

Izokron betemetődési kormeghatározás

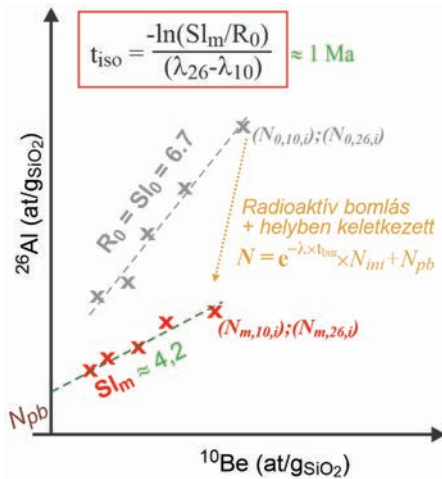
Üledékes kőzetek esetében, amikor a minta felszín alatti mélysége nem meghatározható, vagy a betemetődés óta ismeretlen mértékben változott (pl. időszakos löszborítás, ismeretlen mértékű lepusztulás), a betemetődés után helyben keletkezett CRN-koncentráció (N_{pb}) nem, vagy csak nagy bizonytalansággal becsülhető. Ennek következtében az üledék lerakódásának kormeghatározása szintén csak nagy bizonytalansággal vagy egyáltalán nem lehetséges. Ilyen esetekben az izokron-módszerrel az üledék betemetődési kora sikeresen meghatározható (BALCO & ROVEY 2008, ERLANGER et al. 2012).

Az izokron-módszer alapelve, hogy egy mintacsoporton bizonyos paraméterek állandónak tekinthetők, míg mások változnak. Így több minta esetén azokat egymáshoz hasonlítva a kívánt paraméterek meghatározhatók. Az izokron betemetődési kormeghatározás esetében ez úgy működik, hogy ugyanazon feltárásból több mintát vizsgálunk, melyek betemetődés utáni története megegyezik (T_{bur} és N_{pb} minden mintánál azonos), de a forrásterületük, így a betemetődés előtti történetük különböző (N_{inh} eltérő). Ehhez azonos rétegtani helyzetből és felszín alatti mélységből kell több (általában 4–8), lehetőleg eltérő litológiájú görgeteget mintázni. Fontos kiemelni, hogy bár a betemetődés pillanatában eltérő mennyiségű ^{26}Al - és ^{10}Be -izotópot tartalmaznak, a kezdeti $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arányuk (R_0) egyezik.

Az így gyűjtött minták mért izotópkoncentrációi egy ^{26}Al - ^{10}Be -diagramon ábrázolva egy egyenesre esnek, melynek lejtése a betemetődés időtartamától, a metszéspontja pedig a betemetődés után keletkezett CRN mennyiségétől függ. A betemetődés pillanatában az illesztett egyenes lejtése a felszíni izotóparánnyal egyező. Betemetett helyzetben az egyenes lejtése a radioaktív bomlás következtében a mintákban az egyre kisebb $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -arányhoz megfelelően csökken (13. ábra). Az izokron betemetődési kor (t_{iso}) a mért CRN-koncentrációkra illesztett egyenes lejtéséből (Sl_m) a (6) egyenlet átrendezésével kiszámítható:

$$(8) \quad t_{iso} = \frac{-\ln\left(\frac{Sl_m}{R_0}\right)}{(\lambda_{26} - \lambda_{10})}$$

Teljes betemetés esetén, amikor nincs helyben keletkező komponense a mért CRN-koncentrációnak, az illesztett egyenes a nullához tart, és az egyes minták CRN-arányai megegyeznek az egyenes lejtésével. Sekély mélységben eltemetett minták esetén a mért CRN-koncentráció tartalmaz a betemetés után helyben keletkező komponenset ([9]



13. ábra. Az izokron betemetődési kormeghatározás alapelve

A betemetéskor jelen levő izotóparány változását a radioaktív bomlás és a betemetés mélységétől függő, helyben keletkező CRN mennyisége határozza meg. Az izokron lejtésének változásából a betemetődési kor kiszámítható a minták felszín alatti mélységének ismerete nélkül. A példában a ~4.2 lejtés ~1 Ma izokron betemetődési kornak felel meg. Sl_0 és Sl_m : minták leülepedéskori és mért izotópkoncentrációira illesztett trendvonalak lejtése. További magyarázat a szövegben

Figure 13. The principle of isochron burial dating

The change in the isotopic ratio present at the time of burial is controlled by radioactive decay and by the amount of in situ produced CRNs, which depends on burial depth. The burial age can be calculated from the change in the slope of the isochron without knowing the subsurface depth of the samples. In the example shown, a slope of ~4.2 corresponds to an isochron burial age of ~1 Ma. Sl_0 and Sl_m : slope of the trendlines fitted to the CRN concentrations at the time of burial and when measured, respectively. Further explanation is provided in the text

egyenlet), az egyes minták izotóparánya nem lesz egyenlő a mintákra illesztett egyenes lejtésével.

$$(9) N = e^{-\lambda \times t_{bur}} \times N_{inh} + N_{pb}$$

De mivel N_{pb} valamennyi minta esetén egyenlő, a pontokra illesztett egyenes lejtését, így az izokron betemetődési kort nem befolyásolja. N_{pb} értékét az egyenes y tengellyel való metszéspontja adja meg (13. ábra).

A Duna teraszának izokron betemetődési kormeghatározása és a kiugró minták azonosítása a Bécsei-medencében – esettanulmány

A tanulmány a Bécsei-medence egy Dunától délre eső, a Bécsei-medence Transzform Vető egyik ága mentén kiemelt blokkján elhelyezkedő, 14 m vastag kavicsos-homok-homos-kavics anyagú teraszának $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ betemetődési korát vizsgálta (Haslau and der Donau, RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2025) (14. ábra, A, C). A sekély mélységben eltemetett minták esetében a betemetődés után keletkező izotópkoncentrációk figyelembevétele elengedhetetlen, ezért a kormeghatározáshoz az izokron módszert alkalmazták. Ugyanakkor a relatíve nagy vastagságú kavicsösszlet lehetővé tette a terasz korának becslése mellett az izokron kormeghatá-

rozás két modelljének összevetését és a kiugró minták azonosításnak módszertani fejlesztését. Ehhez a terasz két szintjéből, 5,5 m és 11,8 m mélységből 6–6, egyenként 8–15 cm átmérőjű kavicsgörcget mintáztak meg, és a két szint egymástól független kormeghatározását tűzték ki célul. Az izokron kormeghatározáshoz elsőként e minták ^{26}Al - és ^{10}Be -koncentrációit egy laboratóriumok közötti összehasonlító elemzés során határozták meg (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021) (14. ábra, A, B).

A terasz korát az izokron betemetődési kormeghatározás két modelljét, a fent leírt klasszikus izokron (ISO) módszer és a mélységprofiloknál leírt X^2 minimalizálásos inverz modellezés (INV) eredményeit összevetve, azok együttes alkalmazásával számították ki. A két, egyazon üledékes összletből származó, tehát azonos betemetődési korú, de egymástól független izokron adatsor által nyújtott kontrol lehetővé tette a kiugró minták azonosítási módszertanának fejlesztését. A kiugró minták szűrését és a korbecslést több iterációban végezték mindkét adatsoron, amíg a modell jól illeszkedő, konzisztens eredményeket nem adott.

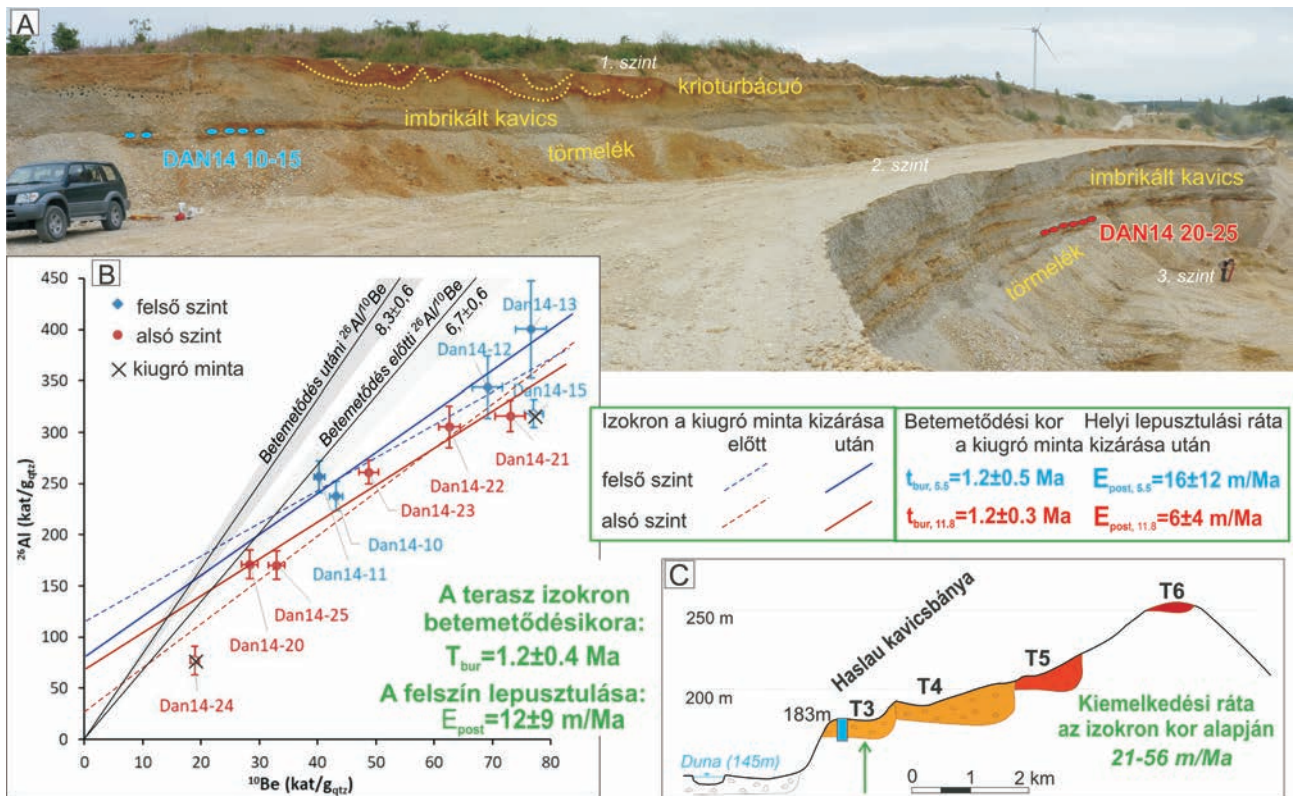
A terasz betemetődési korát mindkét szintben $1,2 \pm 0,4$ millió évre becsülték. Ez az első számszerű teraszkor a Duna déli oldalán, a Bécsei-medencén belüli dombvidékről. A koradatok alapján 21–56 m/Ma közötti kiemelkedési rátát számoltak, amely összhangban van más, a Dunához kapcsolódó kiemelkedési rátákkal, annak ellenére, hogy az egyes területek tektonikus környezete eltér (14. ábra, C). Az inverz modellezéssel lehetséges volt a betemetődés utáni, lokális lepusztulási ráta meghatározása is, ami a felső mintavételi szinten 16 ± 12 m/Ma, míg az alsó szinten 6 ± 4 m/Ma volt. Ezek bizonytalanságon belül megegyeznek, és átlagosan 12 ± 9 m/Ma felszínalacsonyodást jeleznek. A két szintben némileg eltérő helyi lepusztulási ráták egy másik lehetséges értelmezése lehet, ha a felszíni lepusztulás üteme a közelmúltban megnövekedett, ami a felső szintben már érezhető hatását, míg az alsó szint még a korábbi értéket mutatja.

A módszer gyakorlati kérdései, korlátai és lehetőségei

A megfelelő CRN-módszer és izotóp kiválasztása

A datálni kívánt felszín kiválasztásának kritériumait és az alkalmazható CRN-módszert a kutatás célja határozza meg: egy pusztuló felszín vagy vízgyűjtő esetén lepusztulási rátára leszünk kíváncsiak, míg egy diszkrét esemény során kialakult és azóta megőrződött felszínformák (morénák, folyóteraszok, földcsuszamlások) esetén azok kitettségi kora vagy betemetődési kora lesz a kérdés. Eltemetett üledékek esetén pedig értelemszerűen a betemetődés korát szeretnénk meghatározni.

A vizsgálat céljának megfelelő kozmogén izotóp megválasztásának fő szempontja a datálni kívánt felszín/üledék litológiája (izotóp alkalmazhatósága) és a várható kora (kormeghatározási tartomány). Ezek tükrében kell eldönteni, hogy melyik izotóp használható a feltett kérdés megvá-



14. ábra. Isochron betemetődési kormeghatározás a Haslau an der Donau (Ausztria) melletti kavicsbánya két szintjében (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021, 2025). A) A kavicsbánya a mintavételekkel. B) A felső (kék) és alsó (piros) szintről származó minták $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ -koncentrációi és a rájuk illesztett izokronok. Szaggatott vonallal valamennyi minta figyelembevételével, folytonos vonallal a kiugró minták kizárása után. A fekete vonalak a betemetődés előtti (felszíni) és a betemetődés utáni (mélységi) keletkezési rátát mutatják (a szürke sávok ezek bizonytalanságát jelölik). Figyeljük meg, hogy ha a kiugró mintákat figyelembe vesszük, a felső szint trendvonala (kék, szaggatott vonal) meredekebb, mint az alsó szint mintáinak trendvonala (piros, szaggatott vonal). Eszerint a rétegtanilag fiatalabb mintacsoport látszólag idősebb kort adna (lásd még 13. ábra). Ezzel szemben amikor a kiugró mintákat kizárjuk a két trendvonal (folytonos kék és piros vonal) nagyjából párhuzamosan fut, ami azt jelzi, hogy a két szint kora, a várakozásnak megfelelően, hasonló. A trendvonalak metszéspontja a betemetődés utáni keletkezési ráta vonalával magasabb CRN-koncentrációnál van a felső szint mintacsoportja esetén, ami összhangban áll a sekélyebb mélységben várható nagyobb betemetődés után, helyben keletkezett izotóphányaddal. Fontos megjegyezni, hogy az e metszéspont alatti minták az egyik vagy mindkét izotópból kevesebbet tartalmaznak, mint a betemetődés után helyben keletkezett CRN-mennyiség, ezért ezeket kiugró mintáknak minősülnek (itt Dan14-24). C) Sematikus keresztmetszvény a vizsgált terasz geomorfológiai helyzetéről, és a betemetődési kora alapján számított kiemelkedési ráta

Figure 14. Isochron burial dating in the two levels of the gravel pit near Haslau an der Donau (Austria) (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021, 2025). A) The gravel pit with the sampling locations. B) $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ concentrations of the samples from the upper (blue) and lower (red) levels, together with the fitted isochrons. Dashed lines show fits including all samples, whereas solid lines represent fits after excluding the outlier samples. The black lines indicate the pre-burial (surface) and post-burial (at sampling depth) production rates (grey bands show their uncertainties). Note that when the outlier samples are included, the trendline of the upper level (blue dashed line) is steeper than the trendline for the lower level samples (red dashed line). This would imply that the stratigraphically younger sample set yields an apparently older age (see also Figure 13). In contrast, when the outliers are excluded, the two trendlines (solid blue and red lines) run approximately parallel, indicating that the two levels have similar ages, as expected. The intersection of the trendlines with the post-burial production rate line is located at higher CRN concentrations for the upper-level samples, which is consistent with the larger post-burial CRN production at shallower depth. It is important to note that samples plotting below this intersection contain less of one or both nuclides than the amount produced in situ after burial; therefore, these samples are classified as outliers (in this case, sample Dan14-24). C) Schematic profile showing the geomorphological position of the studied terrace and the uplift rate estimated based on its burial age

laszolására (lásd a tanulmány első részében, RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026).

Mintavétel

A mintavétel helyének kiválasztása

A mintavétel helyének kiválasztása is a kutatás kérdésfeltevésétől és az alkalmazni kívánt TCN-módszertől függ. Kitétségi kormeghatározásra stabil, nem vagy lassan pusztuló, fedetlen, vízszintes felszínnek alkalmasak. Lepusztulási ráta meghatározására lehetőleg egyenesen pusztuló vízszintes vagy lejtős térszínekről, vagy vízgyűjtők esetén mederhordalékból érdemes mintát

venni. Betemetődési kor meghatározásához értelemszerűen korábban kitett helyzetű, de jelenleg a kozmikus sugárzástól részben vagy teljesen árnyékolat mintákat kell választanunk.

A mintavételei hely leírása

A mintavételei hely pontos leírása alapvető a mintákból kapott laboreredmények kiértékelésekor. A keletkezési ráták szempontjából elsődleges a földrajzi koordináták és a tengerszint feletti magasság nagy pontosságú megadása. Emellett a felszín geometriája, dőlése és csapása, a horizont árnyékolása, valamint a minta vastagsága és felszín alatti mélysége is elengedhetetlen adatok a kor- és lepusztulási

rátá kiszámításához (lásd a tanulmány első részében, RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026).

A szükséges mintamennyiség becslésénél, ha a kőzet nem monomineralikus, a cél ásványarányát figyelembe kell venni. Erről, amennyiben lehetséges, érdemes a szakirodalomból tájékozódni, és/vagy amennyiben előzetes információ nem áll rendelkezésre, a minta leírása során hasznos megbecsülni és feljegyezni. Kitétségi kor esetén a felszín eredetiségének jelei (rétegzés, mállottság, szállkó esetén eróziós nyomok), illetve az esetleges időszakos fedő nyomainak feljegyzésére érdemes figyelni. Emellett minden egyéb, lokálisan értelmezhető adat később érdekes lehet (pl. repedezettség, a litológia térbeli változásai, inhomogenitása, esetleges áthalmozódásra utaló jelek).

A minta mennyisége

A helyben keletkező kozmogén izotópos vizsgálatokhoz szükséges minta mennyisége minden mintavételkor a megválaszolendő kérdés, a litológia, a választott izotóp és a várt kor függvényében egyedi mérlegelésre szorul.

A vizsgálathoz szükséges kőzetminta mennyisége a kiválasztott izotóp célásványától, illetve annak a kőzetbeli előfordulási gyakoriságától függ. Például, ha a célásvány a kvarc, nem mindegy, hogy egy kvarcit a mintázandó kőzet, egy ~40% kvarctartalmú gránit vagy egy éretlen homokos üledék 20% kvarctartalommal. A kőzetben a kvarcásványok mérete el kell érje a laboratóriumi vizsgálathoz szükséges szemcseméret-tartományt (lásd a következő fejezetet). A méréshez szükséges mintamennyiség is izotóponként igen változó: például ~10–40 g (esetenként több) tiszta kvarc ^{10}Be - és ^{26}Al -vizsgálatokhoz és ~5 g ^{14}C koncentráció meghatározásához. A ^3He -, ^{21}Ne -vizsgálatokhoz 1–2 g ásványszeparátum is elegendő, ám ezek jobbára kisebb mennyiségben vannak jelen a kőzetekben (pl. olivin, piroxén, amfibol). A karbonátokon vagy földpáton végzett ^{36}Cl -méréshez általában 15–40 g minta elegendő. Fontos figyelembe venni, hogy a tiszta ásványszeparátum előállítása során az eredeti minta tömegének akár 50–80%-a is „elfogyhat”, így a terepen vett minta mennyisége átlagosan a 0,5–2 kg, de akár 3–4 kg vagy ennél több is lehet.

Esetenként fontos tényező lehet a felszín várt kora (lepusztulásának üteme) is. Ha igen fiatal kitétségi korra vagy gyors lepusztulási rátára, illetve nagyon idős betemetődési korra számítunk, akkor a mintában várható TCN-koncentráció nagyon kicsi. Ilyen esetekben a szokásosnál több mintára lehet szükség, hogy kimutatási határ feletti TCN-t sikerüljön a szeparálni. Ugyanez érvényes a várhatóan nagyon idős betemetődési korú mintákra is.

Laboratóriumi munka

A helyben keletkező kozmogén izotópok koncentrációja a kőzetekben rendkívül alacsony, ezért igen érzékeny műszerekre van szükség koncentrációjuk megméréséhez. A mérés gyorsító tömegspektrométerrel (AMS), illetve nemesgáz-tömegspektrométerrel történik, ami lehetővé teszi rendkívül alacsony (akár 10^{-15}) izotóparányok megfelelő pontosságú megmérését, utat nyitva a

helyben keletkező kozmogén izotópok koncentrációinak meghatározására.

A mintaelőkészítés folyamata a kőzetanyag és a vizsgálandó izotóp tulajdonságaitól függően igen eltérő lehet. Az alábbiakban a legalapvetőbb és a legáltalánosabban követendő lépések ismertetésére szorítkozom.

Az első lépés minden esetben a kőzetminta aprítása és szitálása a megfelelő szemcseméret-tartomány (általában 250–1000 mm) kinyerésére irányul. Ezt követi a vizsgálathoz szükséges ásványfrakció elválasztása a többi ásványtól. Ennek leggyakoribb első lépései a mágneses és nehézfolyadékos ásványelválasztás.

Ezt követően az ásványok további elválasztásra és tisztításra szorulnak, ami történhet kézi válogatással binokuláris mikroszkóp segítségével, főként a nemesgázokhoz szükséges 1–2 grammos mintamennyiség esetén. Ahol nagyobb mennyiségű mintára van szükség, ott az ásványok további tisztítása a minta savas maratásával történik (pl. ^{10}Be , ^{26}Al , ^{14}C). A méréshez szükséges tiszta szeparátum mennyisége függ a litológiától, a mérni kívánt kozmogén izotóptól és a mérés által megcélzott paleofelszín várható TCN-koncentrációjától.

A nemesgázok esetében (^3He , ^{21}Ne) az ásványszeparátum a nemesgáz-tömegspektrométerhez csatolt feltáró vonalba kerül, ahol az ásványokban felhalmozódott kozmogén izotópot több lépésben kinyerik, elválasztják a többi izotóptól, majd a mérőműszerhez vezetik.

A ^{14}C esetében a mérés AMS-sel történik, ahol szintén a műszerhez csatlakozó feltáró rendszerben történik a mérni kívánt C-izotópok leválasztása.

A ^{10}Be , ^{26}Al és ^{36}Cl esetében a tiszta ásványszeparátumot feloldják, és a vizsgálandó CRN-t kémiai úton választják el az összes többi „szennyező” izotóptól (pl. RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2021b). E folyamat során ismert mennyiségű, más tömegszámú hordozót adnak a mintához, az AMS-mérés során ennek arányában történik a kozmogén izotóp mennyiségének meghatározása. A ^{26}Al esetében a mintában jelen levő természetes Al mennyisége független módszerrel meghatározandó. A ^{36}Cl esetében a keletkezési folyamat összetett, és függ a kőzet ásványos összetételétől, ezért a minták fő- és nyomelem összetételének független módszerrel történő meghatározására is szükség van.

A módszer bizonytalansága

Az előbbieken alapján látható, hogy a kozmogén izotópos kormeghatározás során a megmintázott kőzetben található, helyben keletkező kozmogén izotópokat laboratóriumi mintaelőkészítés során fizikai és kémiai úton szeparáljuk, majd műszeresen mérjük. A mért izotóparányokból a méréshez felhasznált tiszta minta tömegének ismeretében a TCN-koncentráció kiszámítható. Az így kapott izotópkoncentrációk alapján bizonyos fizikai állandókat és paramétereket figyelembe véve matematikai egyenletrendszerek használatával lehet a kitétségi vagy betemetődési kort és/vagy lepusztulási rátát kiszámolni. Ennek következményeként a számolt koradat bizonytalansága is több részből tevődik össze.

A laboratóriumi eljárás nyomán, annak adatait felhasználva kapott TCN-koncentráció bizonytalansága az analitikai bizonytalanság. Ez legtöbb esetben magába foglalja a tömegmérés-, a sztenderdek és hordozó, a tömegspektrométeres mérés és a vak mintával való korrekció bizonytalanságát.

Az így meghatározott TCN-koncentrációból a mintavételkor felállított koncepciónak megfelelően kitettségi- vagy betemetődési kor és/vagy lepusztulási rátát számolunk. Ehhez szükség van az izotópspecifikus és térben változó keletkezési ráta mintavételi helyre kiszámított értékére, amit a magas szélességeken tengerszintre vonatkozó keletkezési ráta (P_{SLHL}) alapján tudunk a mintavétel helyére vonatkozóan kiszámítani (lásd a tanulmány első részében, RUSZKICZAY-RÜDIGER 2026). Emellett az izotópok felezési idejének, keletkezési rátájuk arányának (több izotóp együttes alkalmazása esetén) és a kőzet sűrűségének, a minta mélységének (ahol releváns) bizonytalanságai kell, hogy megjelenjenek a becsült kor vagy lepusztulási ráta bizonytalanságában. Ezek alapján a kozmogén izotópos kitettségi és betemetődési kor, valamint a lepusztulási ráta adatok bizonytalansága a következő elemekből épül fel:

- 1) a mérés analitikai bizonytalansága (N) (ált. 3–10%),
- 2) a felezési idő ($t_{1/2}$) bizonytalansága,
- 3) a P_{SLHL} keletkezési ráta, valamint P értékének a mintavételi helyre való kiszámításához használt modell bizonytalanságai,
- 4) több izotóp alkalmazása esetén azok felszíni keletkezési rátái arányának (R_0) bizonytalansága,
- 5) minta mélységének és a kőzet sűrűségének bizonytalansága (ahol releváns).

A kozmogén izotópos adatok közlésekor az analitikai bizonytalanság legtöbbször mint belső bizonytalanság (*internal uncertainty*), a kor-, illetve rátaszámítás teljes bizonytalansága mint külső (*external uncertainty*) vannak feltüntetve. A külső bizonytalanság magába foglalja a 2), 4) és 5) tényezőket, azonban előfordul, hogy ezek közül csak a 2)-t vagy 2)-t és 3)-at veszik figyelembe. Ugyanakkor a helyi keletkezési ráták kiszámításához használt modell bizonytalansága (3) nem számszerűsített adat, így ez hiányzik a külső bizonytalanságból is. A számításokhoz használt modell megadásával biztosítható az adatok összehasonlíthatósága és a becsült korok újraszámolhatósága. A TCN-adatok teljes bizonytalansága így akár 20–30% is lehet.

Emellett számos nehezen számszerűsíthető bizonytalansági tényező is van a módszerben, melyek többnyire nem jelennek meg a becsült kor és lepusztulási ráta bizonytalanságában. Ilyenek például a domborzat- és önárnyékolás, a kitettségi kor esetén a felszín lepusztulása (többnyire becsült érték), az átöröklött izotópkoncentráció esetleges jelenléte, a tengerszint feletti magasság bizonytalansága, illetve annak változása függőleges kéregmozgások által (ahol releváns), időszakos hó- vagy talajborítás, vagy akár a kezdeti izotóparány elméleti értéktől való esetleges eltérése. Nem elhanyagolható a mért adatokból kiugró értékek felismerésének és a kormeghatározásból való kizárásának jelentősége. A különböző alkalmazási

területeken más-más módszerek lehetnek célravezetőek, amelyekhez az adatpopuláció mintázatát, valamint a földtani és terepi tényezőket is figyelembe kell venni (APPLEGATE et al. 2010, 2012; BALCO 2020a; LUO et al. 2020; LOTTER et al. 2023; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2025).

Hasznos linkek

A helyben keletkező kozmogén izotópos kutatásokat segítő honlapok két nagyobb csoportra oszthatók. Az egyik csoport adatbázis jellegű: kozmogén izotópos adatokat gyűjt össze és tesz elérhetővé valamilyen szisztéma szerint. Ilyenek a következők:

ICE-D (Informal Cosmogenic-Nuclide Exposure-age Database)

Dinamikus kitettségi kor adatbázisa, folyamatosan fejlesztik, lekérdezéskor mindig a legújabb számítási és kalibrációs adatokkal számolja újra a korokat a tárolt mérési adatokból (BALCO 2020b): <https://version2.ice-d.org/>

Négy része van:

1) ICE-D – ANTARCTICA

Minden TCN adat az Antarktiszról: <https://version2.ice-d.org/antarctica/>

2) ICE-D – ALPINE

Hegyvidéki eljegesedésekhez kapcsolódó globális TCN adatbázis: <https://version2.ice-d.org/alpine/>

3) ICE-D – GREENLAND

Grönlandi kitettségi kor adatbázis: <https://version2.ice-d.org/greenland/>

4) ICE-D – PRODUCTION RATE CALIBRATION DATA

A helyi keletkezési ráták kiszámításához szükséges kalibrációs adatbázis: <https://version2.ice-d.org/production%20rate%20calibration%20data/>

OCTOPUS: an open cosmogenic isotope and luminescence database

Online, szabadon elérhető adatbázis, ami lehetővé teszi kozmogén izotópos, lumineszcens és radiokarbon-adatok megjelenítését, lekérdezését és letöltését. A kozmogén izotópos adatbázis globális és a ^{10}Be és ^{26}Al lepusztulási rátákat, beleértve a vízgyűjtőszintű lepusztulási rátákhoz tartozó térinformatikai adatokat, valamint glaciális felszínformák kitettségi korait foglalja magába. A lumineszcens és radiokarbon-adatbázis Ausztrália területére szorítkozik (CODILEAN et al. 2018, 2022): <https://octopusdata.org/>

A kozmogén izotópos adatok feldolgozását és értelmezését segítő online felületek másik csoportja a kozmogén izotópos kormeghatározás relatíve bonyolult és nagy számításigényű feladatait végzi el részben vagy egészben. A teljesség igénye nélkül néhány ezek közül:

CosmoCalc

Letölthető Excel add-in kozmogén izotópos számításokhoz szükséges adatkonverziók és keletkezési ráta számítások elvégzésére (VERMEESCH 2007), <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/cosmocalc/>

CAIRN: Catchment-averaged cosmogenic nuclide calculator

Letölthető szoftver vízgyűjtők lepusztulási rátájának kiszámításához (MUDD et al. 2016), https://github.com/LSDtopotools/LSDTopoTools_CRNBasinwide

CRONUS on-line Calculator

Egyszerű kitétségi kor és lepusztulási ráta (^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al), keletkezési ráta kalibráció és domborzatárnyékolás értékének kiszámítására alkalmas honlap (BALCO et al. 2008), <http://hess.ess.washington.edu/math/>

CRONUS Earth Web Calculator (CRONUScalc)

Egyszerű és összetett kitétségi korok, lepusztulási ráta (^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, ^{36}Cl) és domborzatárnyékolás értékének kiszámítására alkalmas honlap (MARRERO et al. 2016), <https://cronus.cosmogenicnuclides.rocks/2.0/>

iceTea – Tools for Exposure Ages from ice margins

Jégkörnyéki felszínformák kitétségi korának kiszámításához és az adatok elemzéséhez illeszkedő online eszköztár (^{10}Be , ^{26}Al) (JONES et al. 2019), <http://ice-tea.org/en/>

CREp (Cosmic Ray Exposure program)

Online eszköz ^{10}Be és ^3He kitétségi korok kiszámításához (MARTIN et al. 2017), <https://crep.opelo.univ-lorraine.fr/#/>

Hazánkban a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézetében működik kozmogén izotópos mintaelőkészítő laboratórium, http://www.geochem.hu/facilities/lab_hu.html

Köszönetnyilvánítás

A hazai kozmogén izotópos labor kiépítését és működését, így az e fejezet megírásához szükséges szakmai tapasztalat megszerzését a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal PD 83610 és FK 124807 számú pályázatai támogatták.

Emellett hálával tartozom Régis BRAUCHER-nak, Silke MERCHEL-nek és Stephanie NEUHUBER-nek a módszer alapjainak és alkalmazásának elsajátításához nyújtott segítségükért, a sok gondolatébresztő beszélgetésért és jótanácsokért mind a laboratóriumi munka, mind az adatok értelmezése területén. Köszönöm a cikk bírálójának, HORVÁTH Erzsébetnek és SEBE Krisztinának, valamint a *Földtani Közlemény* szerkesztőinek, SZTANÓ Orsolyának és FODOR Lászlónak a cikk átolvasását, hasznos megjegyzéseiket és javaslataikat, melyek nagyban elősegítették a végleges közlemény jobb érthetőségét és követhetőségét.

Irodalom – References

- APPLEGATE, P. J., URBAN, N. M., LAABS, B. J., KELLER, K. & ALLEY, R. B. 2010: Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. – *Geoscientific Model Development* **3/1**, 293–307. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-293-2010>
- APPLEGATE, P. J., URBAN, N. M., KELLER, K., LOWELL, T. V., LAABS, B. J., KELLY, M. A. & ALLEY, R. B. 2012: Improved moraine age interpretations through explicit matching of geomorphic process models to cosmogenic nuclide measurements from single landforms. – *Quaternary Research* **77/2**, 293–304. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.12.002>
- BALCO, G. 2011: Contributions and unrealized potential contributions of cosmogenic-nuclide exposure dating to glacier chronology, 1990–2010. – *Quaternary Science Reviews* **30/1–2**, 3–27. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.11.003>
- BALCO, G. 2020a: Glacier Change and Paleoclimate Applications of Cosmogenic-Nuclide Exposure Dating. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **48**. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081619-052609>
- BALCO, G. 2020b: Technical note: A prototype transparent-middle-layer data management and analysis infrastructure for cosmogenic-nuclide exposure dating. – *Geochronology* **2**, 169–175. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-169-2020>
- BALCO, G. & ROVEY, I. C. W. 2008: An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments. – *American Journal of Science* **308**, 1083–1114. <https://doi.org/10.2475/10.2008.02>
- BALCO, G., STONE, J. O., LIFTON, N. A. & DUNAI, T. J. 2008: A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. – *Quaternary Geochronology* **3**, 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- BIERMAN, P. R. 1994: Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. – *Journal of Geophysical Research* **99/B7**, 13885–13896. <https://doi.org/10.1029/94jb00459>
- BLANCKENBURG, F. von & WILLENBRING, J. K. 2014: Cosmogenic nuclides: Dates and rates of Earth-surface change. – *Elements* **10/5**, 341–346. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.341>
- BRAUCHER, R., DEL CASTILLO, P., SIAME, L., HIDY, A. J. & BOURLÉS, D. L. 2009: Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. – *Quaternary Geochronology* **4**, 56–64. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.06.001>
- CALVET, M., GUNNELL, Y., DELMA, M., BRAUCHER, R., JAILLET, S., HÄUSELMANN, P., DELUNEL, R., SORRIAUX, P., VALLA, P. G. & AUDRA, P. 2024: Valley incision chronologies from alluvium-filled cave systems. – *Earth Science Reviews* **258**, 104963. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104963>
- CERLING, T. E. & CRAIG, H. 1994: Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **22**, 273–317. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.22.1.273>
- CODILEAN, A. T., MUNACK, H., COHEN, T. J., SAKTURA, W. M., GRAY, A. & MUDD, S. M. 2018: OCTOPUS: An open cosmogenic isotope and luminescence database. – *Earth System Science Data* **10/4**, 2123–2139. <https://doi.org/10.5194/essd-2018-32-rc1>

- CODILEAN, A. T., MUNACK, H., SAKTURA, W. M., COHEN, T. J., JACOBS, Z., ULM, S. & PANTA, A. 2022: OCTOPUS database (v. 2). – *Earth System Science Data* **14/8**, 3695–3713. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3695-2022>
- DUNAI, T. 2010: Cosmogenic Nuclides: Principles. – *Concepts, and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 187 p.
- ERLANGER, E. D., GRANGER, D. E. & GIBBON, R. J. 2012: Rock uplift rates in South Africa from isochron burial dating of fluvial and marine terraces. – *Geology* **40/11**, 1019–1022. <https://doi.org/10.1130/g33172.1>
- FENTON, C. R., BINNIE, S. A., DUNAI, T. & NIEDERMANN, S. 2022: The SPICE project: Calibrated cosmogenic ^{26}Al production rates and cross-calibrated $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, $^{26}\text{Al}/^{14}\text{C}$, and $^{26}\text{Al}/^{21}\text{Ne}$ ratios in quartz from the SP basalt flow, AZ, USA. – *Quaternary Geochronology* **67**, 101218. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101218>
- GODARD, V., OLLIVIER, V., BELLIER, O., MIRAMONT, C., SHABANIAN, E., FLEURY, J., BENEDETTI, L., GUILLOU, V. & ASTER TEAM 2016: Weathering-limited hillslope evolution in carbonate landscapes. – *Earth and Planetary Science Letters* **446**, 10–20. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.017>
- GOSSE, J. C. & PHILLIPS F. M. 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews* **20**, 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(00)00171-2)
- GRANGER, D. E. 2006: A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . – *Special Papers Geological Society of America* **415**, 1–16. [https://doi.org/10.1130/2006.2415\(01\)](https://doi.org/10.1130/2006.2415(01))
- GRANGER D. E. 2014: Cosmogenic Nuclide Burial Dating in Archaeology and Paleoanthropology. – In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry, Second Edition* **14**, 81–97. Oxford, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.01208-0>
- GRANGER, D. E. & RIEBE, C. S. 2014: Cosmogenic nuclides in weathering and erosion. – In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry, Second Edition* **7**, 401–436. Oxford, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-008043751-4/00238-8>
- GRANGER, D. E. & SCHALLER, M. 2014: Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. – *Elements* **10/5**, 369–373. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.5.369>
- HIDY, A. J., GOSSE, J. C., PEDERSON, J. L., MATTERN, J. P. & FINKEL, R. C. 2010: A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: an example from Lees Ferry, Arizona. – *Geochemistry Geophysics Geosystems* **11**, Q0AA10. <https://doi.org/10.1029/2010gc003084>
- IVY-OCHS, S. & SCHALLER, M. 2009: Examining processes and rates of landscape change with cosmogenic radionuclides. – *Radioactivity in the Environment* **16**, 231–294. [https://doi.org/10.1016/s1569-4860\(09\)01606-4](https://doi.org/10.1016/s1569-4860(09)01606-4)
- JONES, R. S., SMALL, D., CAHILL, N., BENTLEY, M. J. & WHITEHOUSE, P. L. 2019: iceTEA: Tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. – *Quaternary Geochronology* **51**, 72–86. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.01.001>
- LAL, D. 1988: In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. – *Annual Review of Earth Planetary Sciences* **16**, 355–388. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.16.1.355>
- LAL, D. 1991: Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. – *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 424–439. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(91\)90220-c](https://doi.org/10.1016/0012-821x(91)90220-c)
- LOTTER, M. G., KUMAN, K. & GRANGER, D. E. 2023: Cosmogenic nuclide burial dating at Penhill Farm: An Earlier Stone Age Acheulean locality in the lower Sundays River Valley, South Africa. – *Quaternary Geochronology* **75**, 101431. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2023.101431>
- LUO, L., GRANGER, D. E., TU, H., LAI, Z., SHEN, G., BAE, C. J., JI, X. & LIU, J. 2020: The first radiometric age by isochron $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating for the Early Pleistocene Yuanmou hominin site, southern China. – *Quaternary Geochronology* **55**, 101022. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2019.101022>
- MARRERO, S. M., PHILLIPS, F. M., BORCHERS, B., LIFTON, N., AUMER, R. & BALCO, G. 2016: Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. – *Quaternary Geochronology* **31**, 160–187. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.005>
- MARTIN, L. C. P., BLARD, P.-H., BALCO, G., LAVÉ, J., DELUNEL, R., LIFTON, N. & LAURENT, V. 2017: The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. – *Quaternary Geochronology* **38**, 25–49. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006>
- MUDD, S. M., HAREL, M.-A., HURST, M. D., GRIEVE, S. W. D. & MARRERO, S. M. 2016: The CAIRN method: automated, reproducible calculation of catchment-averaged denudation rates from cosmogenic nuclide concentrations. – *Earth Surface Dynamics* **4**, 655–674. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-655-2016>
- RIXHON, G. 2023: Deeper underground: Cosmogenic burial dating of cave-deposited alluvium to reconstruct long-term fluvial landscape evolution. – *Earth-Science Reviews* **239**, 104357. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104357>
- RIXHON, G., BRAUCHER, R., BOURLÉS, D., SIAME, L., BOVY, B. & DEMOULIN, A. 2011: Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium)-insights from $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ dating of river terraces. – *Quaternary Geochronology* **6**, 273–284. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.08.1289>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. 2026: Helyben keletkező kozmogén izotópos geokronológia, a felszínfejlődés számszerűsítésének sokoldalú eszköze, 1 rész: Elméleti alapok. – *Földtani Közlemény* **156/1**,
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L., DUNAI, T. J., BADA, G., BOURLÉS, D. & MÜLLER, P. 2011: Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ^{10}Be . – *Quaternary Geochronology* **6**, 515–529. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2011.06.001>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., BRAUCHER, R., NOVOTHNY, Á., CSILLAG, G., FODOR, L., MOLNÁR, G., MADARÁSZ, B. & ASTER TEAM 2016: Tectonic and climatic forcing on terrace formation: Coupling in situ produced ^{10}Be depth profiles and luminescence approach, Danube River, Hungary, Central Europe. – *Quaternary Science Reviews* **131**, 127–147. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.041>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., CSILLAG, G., FODOR, L., BRAUCHER, R., NOVOTHNY, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E., VIRÁG, A., PAZONYI, P., TIMÁR, G.

- & ASTER TEAM 2018: Integration of new and revised chronological data to constrain the terrace evolution of the Danube River (Gerecse Hills, Pannonian Basin). – *Quaternary Geochronology* **48**, 148–170. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.08.003>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., KERN, Z., URDEA, P., MADARÁSZ, B., BRAUCHER, R. & ASTER TEAM 2021: Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). – *Geomorphology* **384**, 107719. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107719>
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., NEUHUBER, S., HINTERSBERGER, E. & NØRGAARD, J. 2025: Iterative outlier identification for robust cosmogenic $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ burial dating of fluvial terraces: a case study from the Danube River (Vienna Basin, Austria). – *E&G Quaternary Science Journal* **74/1**, 59–78. <https://doi.org/10.5194/egqsj-74-59-2025>
- SCHALLER, M., PEIFER, D., NEELY, A. B., BERNARD, T., GLOTZBACH, C., BEER, A. R. & EHLERS, T. A. 2025: Spatiotemporal denudation rates of the Swabian Alb escarpment (southwestern Germany) dominated by anthropogenic impact, lithology, and base-level lowering. – *Earth Surface Dynamics* **13/4**, 571–591. <https://doi.org/10.5194/esurf-13-571-2025>
- SIAME, L., BELLIER, O., BRAUCHER, R., SEBRIER, M., CUSHING, M., BOURLES, D. L., HAMELIN, B., BAROUX, E., DE VOOGD, B., RAISBECK, G. & YIOU, F. 2004: Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (South-East France). – *Earth and Planetary Science Letters* **220/3–4**, 345–364. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00061-5](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00061-5)
- STERNAL, P., SUE, C., HUSSON, L., SERPELLONI, E., BECKER, T.W., WILLETT, S.D., FACCENNA, C., DIGIULIO, A., SPADA, G., JOLIVET, L., VALLA, P., PETIT, C., NOCQUET, J.M., WALPERSDORF, A. & CASTELLTORT, S. 2019: Present-day uplift of the European Alps: evaluating mechanisms and models of their relative contributions. – *Earth Science Reviews* **190**, 589–604. <https://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.005>
- STÜWE, K., ROBL, J., GRADWOHL, G., FABEL, D., STUART, F. M., PLAN, L. & RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2025: Surface uplift of the Eastern Alps. Was it much faster than we thought? – *Earth-Science Reviews* **274**, 105374. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105374>
- VERMEESCH, P. 2007: CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. – *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* **8**. <https://doi.org/10.1029/2006gc001530>
- WAGNER, G. A. 1998: *Age Determination of Young Rocks and Artefacts*. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 4–16, 113–194. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03676-1>
- Kézirat beérkezett: 2025. 12. 04.