

Kitettségi kor és eróziós ráta meghatározásának módszere helyben keletkező kozmogén izotópokkal

Methods of exposure age and erosion rate determination using terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides

RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia¹

(10 ábra, 1 táblázat)

Tárgyszavak: kozmogén izotópok, kitettségi kor, eróziós ráta, kormeghatározás
Keywords: cosmogenic nuclides, exposure age dating, erosion rate

Abstract

The role of radiometric age determination is getting increasingly significant in geosciences. Using these methods the quantification of the processes like landscape evolution, structural movements and denudation is possible. This way radiometric age can be attributed for example to geologic formations formerly dated only by relative chronologic methods. However, for the correct interpretation of these data, it is essential to be aware of the basics and uncertainties of the methods.

Using terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides it is possible to determine exposure age and erosion rates of palaeosurfaces or characteristic landforms. Exposure age of the rock is the time elapsed since it has been exposed to cosmic irradiation. The method is applicable in the time period of 10^2 – 10^6 years for wide lithologic variety. It covers the whole Quaternary and even Pliocene times, thus it serves as a tool in the Quaternary research up to even Late Holocene times.

In the international literature the in situ cosmogenic nuclides are already applied in wide range of geologic, geomorphologic problems. This paper provides a review of the theoretic and practical fundamentals of the application of in situ produced cosmogenic isotopes in geosciences. In one respect it aims at giving a helping hand to the Hungarian geoscientists in the interpretation of the terrestrial in situ cosmogenic data. On the other hand, with the application of this method in Hungary, ancient questions of the landscape evolution can be answered. The terrace chronology and the age of palaeosurfaces are among these open questions. Besides, the determination the erosion rate of drainage basins or the incision rate of rivers makes feasible the quantification of the vertical structural movements and surface stability. These data are indispensable for the better understanding of the short, middle and occasionally long time range landscape evolution processes. Hence it is important to introduce the in situ cosmogenic nuclides as a potential tool for the Hungarian geochronology.

Összefoglalás

A radiometrikus kormeghatározási módszerek egyre fontosabb szerepet töltenek be a földtudományokban. Ezek segítségével a földtörténeti múlt felszínfejlődési folyamatai, a szerkezeti mozgások és a lepusztulási folyamatok számszerűsíthetők. Ily módon a korábban csak relatív kronológiai módszerekkel vizsgált térszínhez és formációkhoz konkrét koradatok rendelhetők. E módszerek alapelveinek és bizonytalansági tényezőinek ismerete elengedhetetlen az irodalomban fellelhető adatok helyes értelmezéséhez.

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópos módszer alkalmas paleofelszínek, jellegzetes felszínformák kitettségi korának és lepusztulási sebességének meghatározására. Egy kőzet kitettségi kora az az időtartam, amióta az adott felszínt a kozmikus sugárzás éri. A módszer sokoldalúan alkalmazható 10^2 – 10^6 éves időtartományban, változatos litológiai feltételek mellett. A teljes negyedidőszakot és pliocént lefedi, így a negyedidőszak kutatás fontos eszközeként szolgál egészen a késő-holocénig.

¹ELTE, Természetföldrajzi Tsz. H–1117 Budapest, Pázmány P. sétány. 1/c,
e-mail: rzsofi@ludens.elte.hu

E cikk a helyben keletkező kozmogén izotópos módszer alapelveit, alkalmazásának alapvető kérdéseit ismerteti. Így a nemzetközi szakirodalomban egyre gyakrabban feltűnő kozmogén izotópos méréseken alapuló adatok helyes értelmezésében kíván eligazítani. Emellett a helyben keletkező kozmogén izotópok segítségével sok, eddig megoldásra váró földtani, geomorfológiai kérdés megválaszolható lesz hazánkban. Ilyen például a folyóteraszok korbesorolása, vagy magasabban fekvő geomorfológiai szintek kialakulási idejének megismerése. Helyben keletkező kozmogén izotópokkal meghatározható vízgyűjtők lepusztulási sebessége, vízfolyások bevágódási rátája is. Ezenkívül lehetséges a függőleges kéregmozgások és a felszínfejlődés számszerűsítése, ami lényeges a felszín rövid-, közép-, esetenként hosszú távú stabilitása tekintetében. Éppen ezért fontos, hogy a hazai földtudomány eszköztárában is meghonosodjanak a helyben keletkező kozmogén izotópos vizsgálatok.

Bevezetés

A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópok (in situ produced cosmogenic nuclides) koncentrációjának meghatározásával lehetővé vált a felszínfejlődés újszerű, konkrét korméréseken alapuló vizsgálata. Az 1990-es évektől egyre szélesebb körben elterjedt a módszer, egyre több földtani és geomorfológiai kérdés megoldásához, kronológiai elhelyezéséhez használják világszerte. E módszerrel többek között paleofelszínek vagy jellegzetes felszínformák kialakulási kora és pusztulási sebessége (pl. SCHÄFER et al. 1999; ALBRECHT et al. 1993; BRINER & SWANSON 1998; HELMSATH et al. 2001), vízfolyások bevágódási sebessége (pl. GRANGER et al. 1997; BROCARD et al. 2003), vetők menti elmozdulás sebessége (pl. RITZ et al. 1995; STAME et al. 1997; VAN DER WOERD et al. 1998), teljes vízgyűjtők átlagos lepusztulási rátája (pl. SCHALLER et al. 2001, 2002; GRANGER et al. 1996) valamint kőzetfelszínek és üledékek betemetődési kora határozható meg (pl. LAL 1991; GRANGER et al. 1997).

Hagyományos módszerekkel az erózióval kialakult paleofelszínek létrejöttének minimum és maximum kora adható meg a felszínt borító üledékek és a felszín kőzetanyagának korával. Fedetlen felszínek kormeghatározása a geomorfológiai kutatások egyik legnagyobb problémáját jelenti, datálható anyag híján ezek kialakulásáról, lepusztulásáról többnyire nem állnak rendelkezésre számszerű koradatok. A helyben keletkező kozmogén izotópok lehetőséget adnak mind a felhalmozódással keletkezett felszínek, mind a csupasz kőzetfelszínek kitettség korának (exposure age), vagyis kialakulási idejének számszerű meghatározására (pl. BIERMAN 1994; WATCHMAN & TWIDALE 2002; REPKA et al. 1997, VAN DER WATEREN & DUNAI 2001).

A lepusztulás sebességének jobb megismerése napjainkban szintén fontos kérdés. Az erózió a szerkezeti deformáció folyamatainak, valamint a felszín stabilitásának fontos mutatója. A lepusztulás sebessége hagyományosan indirekt módon, a vízfolyások hordalékhozamának mérésével, vagy az üledékgyűjtőben felhalmozódott üledékek térfogatának becslésével mérhető. Ily módon csak nagyobb területek átlagos lepusztulási rátájának meglehetősen durva becslése lehetséges. A helyben keletkező kozmogén izotópokkal azonban közvetlenül a pusztuló felszín eróziójának mértéke is meghatározható (pl. LAL 1991; SARDA et al. 1993), ami a valóságot a korábbiaknál lényegesen jobban megközelítő felszínfejlődési modellek felépítését teszi lehetővé.

A módszer elméleti alapjai

Helyben keletkező kozmogén izotópok a felszínfejlődés vizsgálatában

A kőzettestben *in situ* keletkező kozmogén izotópokkal kőzetcsoportok kialakulási és betemetődési korának, valamint lepusztulási sebességének meghatározása lehetséges. A kitétségi kor a kőzettest által a felszínen töltött időt jelenti, ami megadja, hogy a vizsgált kőzetminta hány éve van kitéve a kozmikus sugárzásnak. A módszer alapja, hogy a korábban nagyobb felszín alatti mélységben elhelyezkedő kőzetet nem érte kozmikus sugárzás, így a kozmogén izotópok hiányoztak belőle. A felszín közelébe, ill. a felszínre kerülve a kozmogén izotópok felhalmozódása megkezdődik. A vizsgált kőzetben mérhető kozmogén izotóp koncentráció tehát arányos a kőzettest felszínre kerülése óta eltelt idővel, vagyis a kőzet kitétségi korával.

Amennyiben a megmintázott kőzettest egy jellemző geomorfológiai szintet képvisel, úgy a kőzet kitétségi kora megegyezik az adott geomorfológiai szint kialakulásának korával. A geomorfológiai szintek kialakulhatnak lepusztulással, vagy felhalmozódással így a kitétségi kor meghatározásakor a vizsgált felszín genetikáját feltétlenül figyelembe kell venni.

Ismert korú, a kialakulást követően erózió által nem érintett felszínek esete speciális. Ilyenek az ismert korú vagy más módon datált lávafolyások és glaciális felszínek. Ilyenkor lávakőzetek esetén a kitétségi kor megegyezik a kőzet keletkezésének korával, így lehetőség nyílik a módszer közvetlen, vagy $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, ill. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ módszerrel történő kalibrálására, a kozmogén izotópok keletkezési rátájának pontos meghatározására (pl. CERLING 1990; KURZ et al. 1990; SCHÄFER et al. 1999). Jégcsiszolta felszínek esetén hasonlóképpen van mód a kalibrációra, amennyiben ismert a jég visszahúzódásának ideje (pl. NISHIZUMI et al. 1989).

A kozmikus sugárzás hatására keletkező különféle izotópok lehetővé teszik a kitétségi kor meghatározását sokféle kőzeten, 10^2 – 10^6 , stabilizotópok esetén akár 10^7 év nagyságrendű időskálán. E módszerrel lehetőség nyílik a napjainkban a negyedidőszak kutatása során rutinszerűen használt kormeghatározási módszerek alkalmazhatósági határánál idősebb térszínek datálására is. A ^{14}C , a lumineszcencia és a Th/U módszer csak 30–50, 100–120 és 350 ezer éves időtartamra ad visszatekintést, szemben a kozmogén izotópok több millió évet felölő időskálájával. A kitétségi kor mérések lefedik a negyedidőszak teljes időtartamát, sőt egyes izotópok kitekintést engednek a harmadidőszak végére is. Ez olyan geokronológiai problémák megoldását (pl. jellemző felszínformák radiometrikus korának meghatározása) teszi lehetővé, amire korábban – a megfelelő módszer hiányában – nem volt lehetőség. Így a kitétségi kor meghatározás alkalmazása az elmúlt másfél évtized során rutinszerűvé vált a geomorfológiai és morfo-tektonikai kutatások terén (pl. ALBRECHT et al. 1993; GRANGER et al. 2001; VAN DER WATEREN & DUNAI 2001; SCHALLER et al. 2001).

A kitétségi kor meghatározásának elmélete

A módszer elméleti alapja, hogy szilárd kőzetekben a kozmikus sugárzás hatására nuklidok keletkeznek. A nuklid meghatározott proton- és neutron-

számmal jellemzett atommag. Ha egy elemhez több nuklid tartozik, ezeket izotópoknak nevezzük. A továbbiakban az angol nyelvű irodalomban használt nuklid (cosmogenic nuclide) elnevezés helyett magyar használatban elterjedt, és a kozmogén nuklidok esetében ugyanúgy helyes izotóp elnevezést használok. A kozmogén izotópok közül két stabilizotóp (^3He , ^{21}Ne) és hét radioaktív izotóp (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C , ^{39}Ar , ^{41}Ca , ^{32}Si) halmozódhat fel a kőzetekben mérhető mennyiségben (LAL 1991; WAGNER 1998). A kozmogén stabilizotópok koncentrációja (N , atom/g) a kőzetekben a produkciós ráta függvényében (P , atom/g/év) a kitéréségi korrallal (t , év) arányosan növekedik:

$$N = P \times t \quad (1)$$

A közelmúltig a kozmikus sugárzás hatására keletkező izotópokat alkalmazó tanulmányok a Föld légkörében keletkezett izotópokra korlátozódtak (legelterjedtebb ezek közül a ^{14}C , de ilyen a ^3H , a ^{10}Be , a ^{26}Al , a ^{36}Cl , az ^{39}Ar , a ^{32}Si és a ^{81}Kr is). A légkörben keletkező izotópok a víz körforgása során bekerülhetnek az üledékgyűjtő rendszerekbe, lehetővé téve ezek alkalmazását a földtudományok területén.

A mérési technika fejlettsége (gyorsító tömeg-spektrométer, AMS) azonban napjainkban már lehetővé teszi a kőzetekben az atmoszferikusnál lényegesen kisebb mennyiségben, helyben keletkező kozmogén izotópok mérését is. A kozmikus sugárzás hatására a kőzetekben két stabil, nemesgáz izotóp (^3He , ^{21}Ne) és négy radioaktív izotóp (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{41}Ca) keletkezik és halmozódik fel mérhető mennyiségben.

A kozmogén izotópok keletkezése a litoszférában

A nagy energiájú kozmikus sugárzás a földi atmoszférát elérve reakcióba lép a levegő alkotóelemeivel. E reakció során a 98%-ban protonokból álló elsődleges sugárzás neutronok uralta, másodlagos sugárzássá alakul. A kozmikus sugárzásból származó másodlagos részecskék hatására keletkezik a litoszférában az in situ kozmogén izotópok nagy része. A másodlagos sugárzásban a neutronok mellett elektronok, müonok és fotonok vesznek részt. Ezek közül a gyors és a termikus neutronok, valamint a müonok rendelkeznek elegendő energiával ahhoz, hogy a földfelszint elérve kozmogén izotópokat hozzanak létre (CERLING & CRAIG 1994; NIEDERMANN 2002).

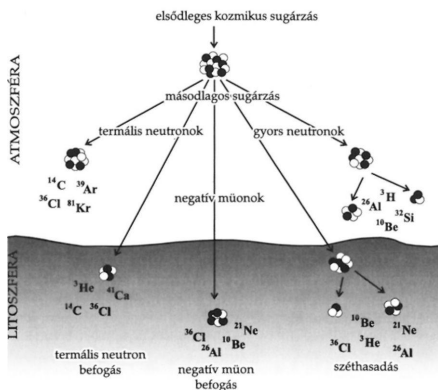
A kozmogén izotópok keletkezésének mechanizmusai

A kőzetekben helyben képződő izotópok „spallációval” (spallation), termális neutron befogással (thermal neutron capture) és müonok által kiváltott reakciók során jönnek létre (1. táblázat, 1. ábra).

A széthasadás folyamata a legfontosabb nukleáris kölcsönhatás a felszíni kőzetek esetében csakúgy, mint az atmoszférában. Ennek során egy nagy sebességű beérkező neutron kitaszít néhány protont és neutronot az atommagból. Az így keletkező izotópok tehát néhány atomi tömegegységgel könnyebbek lesznek, mint az eredeti atommag a kölcsönhatás előtt. Az így keletkező ^3He , ^{21}Ne , ^{10}Be , ^{26}Al és ^{36}Cl izotópok jelentősége a geomorfológiai kutatásokban rendkívül nagy.

1. táblázat A földtani alkalmazások szempontjából jelentősebb helyben keletkező kozmogén izotópok és főbb tulajdonságaik. (CERLING & CRAIG 1994, WAGNER 1998, NIEDERMANN 2002)
 Table 1 Production and half-life of terrestrial in situ produced cosmogenic nuclides of widest applicability range in geosciences (CERLING & CRAIG 1994, WAGNER 1998, NIEDERMANN 2002)

Izotóp	Felezési idő (év)	Fő cél-atomok a litoszférában	A kozmogén izotópok keletkezési módja a litoszférában
³ He	stabil	O, Si, Al, Mg, stb.	széthasadás, (termális neutron befogás)
²¹ Ne	stabil	Mg, Na, Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
¹⁰ Be	1,5 x 10 ⁶	O, Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
²⁶ Al	0,71 x 10 ⁶	Si, Al	széthasadás, (negatív müon befogás)
³⁶ Cl	0,30 x 10 ⁶	Cl, K, Ca	termális neutron befogás, (negatív müon befogás)
⁴¹ Ca	0,10 x 10 ⁶	Ca	termális neutron befogás
¹⁴ C	5730	C, O	termális neutron befogás



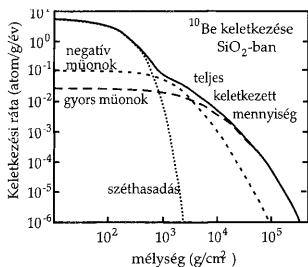
1. ábra. Kozmogén izotópok keletkezése a légkörben és a litoszférában (WAGNER 1998 után)

Fig. 1 Production of cosmogenic nuclides in the atmosphere and in the lithosphere (after WAGNER 1998)

A gyors neutronok koncentrációja a felszín alatt exponenciálisan csökken. 50–60 cm-es mélységben a felszínre érkező fluxus már csupán a felszíni érték e^{-1} -ed része (36,8% — WAGNER 1998).

Az atommagok képesek a termális sebességre lelassult neutronok befogására. E folyamatot termális neutron befogásnak nevezzük. Ebben az esetben a keletkező izotóp egy atomi tömeg egységgel nehezebb lesz, mint a cél atommag volt. E folyamat jelentősége a kőzetekben keletkező nemesgázok esetében elhanyagolható.

A negatív müonok az elektronoknál nehezebb részecskék. A tengerszintben levő felszíni kőzetek esetében az in situ kozmogén izotópoknak csupán néhány százaléka keletkezik negatív müon befogással, így a kitértési kor vizsgálatok során többnyire figyelmen kívül hagyhatók. Kis reakcióképességük következtében azonban lényegesen mélyebbre képesek behatolni a kőzettestbe, mint a kozmikus sugárzásban részt vevő többi részecske, ezért relatív jelentőségük a



2. ábra A ^{10}Be izotóp keletkezési rátái a litoszférában a mélység függvényében (HELSINGER & NOLTE 2000)

Fig. 2 Dependence of production rates of ^{10}Be on depth in the lithosphere (HELSINGER & NOLTE 2000)

mélységgel nő, és pár méterrel a felszín alatt uralkodóvá válik. Így a negatív müon befogás fontos lehet például árnyékolt minták, valamint a gyors erózióval jellemezhető területek esetében. A gyors müonok által kiváltott reakciók jelentősége felszíni

közetekben elhanyagolható (NIEDERMANN 2002).

A 2. ábra a kozmogén izotópok keletkezési rátájának felszín alatti mélység függvényében történő változását mutatja be a ^{10}Be izotóp példáján. Jól látható az egyes keletkezési módok eltérő szerepe különböző mélységekben.

Stabil- és radioaktív izotópok

A litoszférában keletkező kozmogén izotópok nukleáris aktivitásuk alapján két csoportra oszthatók. A stabilizotópok nem bomlanak el, így koncentrációjuk az idővel folyamatosan nő. Ezzel szemben a radioaktív izotópok bomlása a kialakulásukkal egy időben megkezdődik, így a koncentráció növekedése exponenciálisan lassuló ütemet mutat az egyensúlyi szint eléréséig. Így (1) alapján

$$N = e^{-\lambda t} \times P / \lambda \quad (2)$$

ahol λ a bomlási állandó (1/év).

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}} \quad (3)$$

ahol $t_{1/2}$ a felezési idő ($t_{1/2} = 0,693/\lambda$).

A radioaktív izotópok koncentrációja négy-öt, az adott izotópra jellemző felezési idő után éri el az egyensúlyi állapotot, tehát minél rövidebb egy izotóp felezési ideje, annál előbb kerül egyensúlyi helyzetbe. Ilyenkor a keletkező és lebomló izotópok mennyisége megegyezik, vagyis az izotóp koncentrációja nem nő tovább a kőzetben (3. ábra). Az egyes izotópok koncentrációja egyensúlyi állapot elérése után (N_g) a keletkezési ráta (P) és a bomlási állandó (λ) ismeretében kiszámítható:

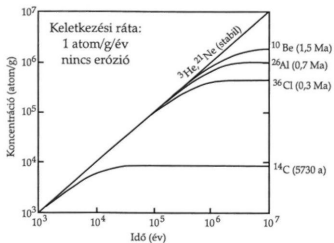
$$N_g = P / \lambda \quad (4)$$

A módszer nem alkalmazható három-négy felezési időnél hosszabb kitétségi korok mérésére. A legfontosabb stabil és radioaktív izotópok felezési ideje és jellemző keletkezési módja az 1. táblázatban tekinthető meg.

Amennyiben a kőzet befedődik, a stabilizotópok mennyisége nem változik. A stabilizotópok tehát alkalmasak jelenleg fedett felszínek egykori kitétségi időtartamának mérésére. A radioaktív izotópok koncentrációja azonban a felezési időnek megfelelően exponenciálisan csökkenésnek indul. Így a radioaktív izotópok

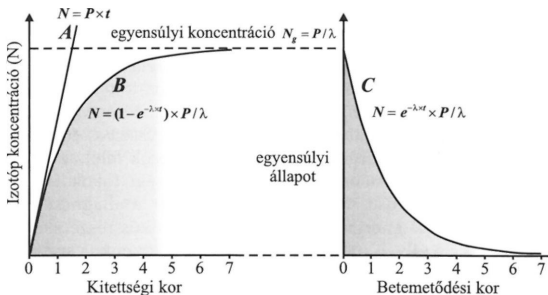
3. ábra. A kozmogén izotópok koncentrációja állandó keletkezési ráta és nulla erózió esetén. Az egyes izotópok mögött a felezési idejük zárójelben van feltüntetve. (CERLING & CRAIG 1994 után)

Fig. 3 Concentration of cosmogenic nuclides in case of constant production rate and none erosion. The half-lives of the nuclides are shown in brackets (after CERLING & CRAIG 1994)



segítségével egy adott kőzet/felszín betemetődése óta eltelt idő is megadható. A radioaktív kozmogén izotópok koncentrációja exponenciálisan csökken az idővel (4. ábra):

$$N = (1 - e^{-\lambda t}) \times P / \lambda \quad (5)$$



4. ábra A kozmogén izotóp koncentráció változása a kőzetekben a kitétség (A, B) és a betemetődés óta eltelt idő (C) függvényében. A: a stabilizotópok lineáris növekedése, B: a radioaktív izotópok exponenciálisan csökkenő növekedése az egyensúlyi állapot eléréséig, C: a radioaktív izotópok koncentrációjának a kőzetfelszín betemetődését követő exponenciális csökkenése. A kitétségi kor az izotóp koncentráció növekedési fázisában, a betemetődési kor az izotópok bomlási fázisában értékelhető (szürke színezés) (WAGNER 1998)

Fig. 4 Concentration of cosmogenic nuclides in function of the time elapsed since exposure (A, B), and since complete shielding (C). A: linear growth of stable nuclides, B: exponentially decreasing growth of radioactive nuclides until reaching the equilibrium level, C: exponential decrease of radioactive nuclides after complete shielding. Exposure ages can be evaluated in the built-up phase, and decay ages in the decline phase of the isotopes (grey colouring) (WAGNER 1998)

Ily módon felszínek betemetődésének, barlangjáratok kitöltésének kora adható meg, mely események a felszínfejlődés fontos stádiumait jelezhetik.

A jelenleg fedetlen kőzetfelszínek is lehettek a földtörténeti múlt során fedettek, ill. időszakosan fedettek (talajtakaró, hóborítás stb.), ami jelentős eltérést eredményezhet a valós kitétségi kor és a mért kor között. A mintavétel és a mérés eredményének interpretálása során e hibalehetőségeket feltétlenül mérlegelni kell.

A kozmogén izotópok keletkezését befolyásoló tényezők (scaling factors)

Az in situ kozmogén izotópok keletkezési sebességének (produktions rátájának) ismerete előfeltétele a módszer alkalmazásának. Igen kis keletkezési rátákkal kell számolni (többnyire 1–100 atom/g/év nagyságrend, pl. BIERMAN 1994; ZREDA & PHILLIPS 2000) A produktions ráta azonban nem állandó, különféle besugárzási feltételek mellett a keletkezés sebessége is változik csakúgy térben, mint időben.

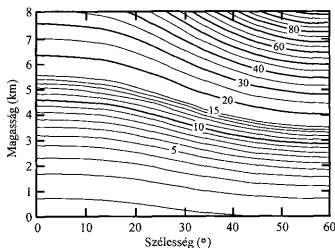
A kozmogén izotópok keletkezési sebességének változása a térben

A kozmogén izotópok a Föld szinte bármely pontján alkalmasak a kőzetfelszínnek korának meghatározására. A Föld különböző pontjain azonban a helyben keletkező kozmogén izotópok keletkezésének sebessége nem egyenlő, így a kitértési kor kiszámításánál a produktions rátát lokálisan befolyásoló tényezőket figyelembe kell venni. A legfontosabb befolyásoló tényezők a tengerszint feletti magasság, a földrajzi szélesség, a besugárzott felszín geometriája, a besugárzott kőzet kémiai összetétele, valamint az esetleges árnyékolás (LAL 1991).

A Földre érkező kozmikus sugárzás 98%-ban protonokból áll. A Föld mágneses tere eltéríti a beérkező elsődleges kozmikus sugárzás töltéssel rendelkező részecskéit. Csak egy meghatározott energiaszintet (cutoff rigidity – a mágneses téren való áthaladáshoz szükséges energia-töltés arány) meghaladó részecskék képesek áthatolni a Föld mágneses terén. Ezek nagyrészt másodlagos sugárzás formájában érik el a felszínt (CERLING & CRAIG 1994). A behatoláshoz szükséges energia-töltés arány a pólusok felől az Egyenlítő felé növekszik. Ennek megfelelően az alacsony szélességi fokok felé csökken a kozmikus sugárzás fluxusa. A 60° szélesség felett a mágneses téren való áthatoláshoz szükséges energia-töltés arány a kozmikus részecskék minimális értéke alá esik, így az ilyen magas szélességeken a kozmikus sugárzás fluxusa állandó marad (4. ábra, NIEDERMANN 2002). A geomágneses szélesség a földrajzi szélességgel helyettesíthető a számítások során, mert az eltérésekből adódó különbség elhanyagolható.

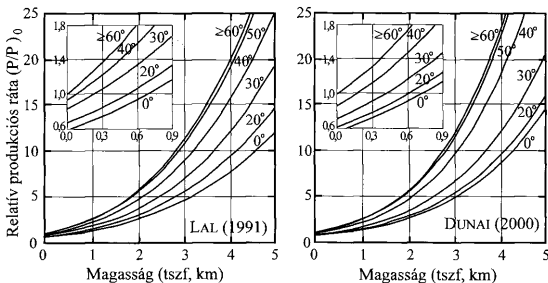
Az atmoszférán áthatoló kozmikus sugárzás fluxusa exponenciálisan csökken. Így a mintavételi hely tengerszint feletti magasságának ismeretében, az értékek tengerszintre történő normalizálása elengedhetetlen. Kisebb pontatlanságokhoz vezethet, hogy a kozmikus sugárzás részecskéi az atmoszféra részecskéivel való kölcsönhatások során nyelődnek el. Eszerint a korrekció alapja a mindenkori légnomás kellene, hogy legyen. A mintavételi hely légnomása megfelelő pontossággal leírható a tengerszintfeletti magassággal (5. ábra).

A földrajzi szélesség és a tengerszint feletti magasság korrekciójára LAL (1991) bevezetett, majd DUNAI (2000) továbbfejlesztett egy egyszerűen alkalmazható számítási módot, mely minden földrajzi szélességre és tengerszint feletti magasságra alkalmazható a produktions ráta lokális értékének kiszámítására. E munkák jelentősége abban áll, hogy egy állandó paraméterrendszerrel dolgoztak ki, mely lehetővé teszi különböző szerzők által a Föld bármely pontján végzett kutatás eredményeinek közvetlen összehasonlítását (6. ábra). E számítások azonban kizárólag a széthasadás útján keletkezett kozmogén izotópok esetében alkalmazhatók. Amennyiben a műonok szerepe nem elhanyagolható a kozmogén izotópok keletkezésekor, a hosszabb elnyelődési út következtében az így



5. ábra Kozmogén izotópok keletkezési rátája jelenleg, a mágneses szélesség és hosszúság függvényében. A keletkezési ráta magas szélességekre és tengerszintre normalizált értéke 1. Néhány ezer évnél hosszabb időskálán a földrajzi pólus megfelel a mágneses pólusnak (CERLING & CRAIG 1994).

Fig. 5 Dependence of the modern production rate of cosmogenic nuclides on geomagnetic latitude and longitude. The production rate normalized to high latitude and sea level is 1. After several thousand years the geographical pole is equivalent to the geomagnetic pole (CERLING & CRAIG 1994)



6. ábra. Kozmogén izotópok keletkezési rátája a földrajzi szélesség és a tengerszint feletti magasság függvényében LAL (1991) és DUNAI (2000) számítási módja szerint. A keletkezési ráta tengerszintre és magas szélességekre (P_0) normalizált. A produkciós ráta a tengerszint feletti magassággal és a földrajzi szélességgel nő. A tengerszint közelében a két görbe közötti legnagyobb eltérés a 20–40° szélességi fokok között tapasztalható (l. a betétábrákat).

Fig. 6 Production rate of cosmogenic nuclides according to LAL (1991) and DUNAI (2000) in function of latitude and altitude. The production rates are normalized to sea level and high latitudes (P_0). The production rates are increasing with altitude and latitude. The insets show that near sea level, the largest differences occur at latitudes 20–40°

keletkező izotóp-koncentrációt a széthasadással keletkezőtől függetlenül kell korrigálni a szélességnek és a magasságnak megfelelően.

Kozmogén izotópok keletkezési sebességének változása az időben

A kozmogén izotópok produkciós rátája nem állandó. A Föld mágneses terének erőssége, valamint a mágneses pólusok helyzete változó. A naptevékenység közvetlenül befolyásolja a kozmikus sugárzás fluxusát, aminek függvényében változik a kozmogén izotópok keletkezési sebessége.

A naptevékenység 11 éves ciklusa a Nap mágneses terének ciklikus változását eredményezi. E változások befolyásolják a földi atmoszférát elérő kozmikus sugárzás fluxusát: minél intenzívebb a naptevékenység, annál kevesebb kozmikus sugárzás éri el a Földet, így annál kisebb lesz a kozmikus izotópok keletkezési rátája. Alacsony földrajzi szélességeken a felszínen a napfolt-

maximumok hatása nem okoz változásokat a felszínre érő kozmikus sugárzás fluxusában, mert itt az érintett kisebb energiájú részecskék amúgy sem képesek áthatolni a Föld mágneses térén, mert nem érik el az ehhez szükséges energia-töltés arányt. Magas szélességeken azonban jelentős eltérés tapasztalható a napfolt-maximumok és -minimumok idején mérhető kozmikus sugárzás fluxus között (MASARIK & BEER 1999).

A kitettségi kor mérések esetében a kérdéses időtartam általában több száz napciklust ölel fel, így a ciklikus változások hatása a kozmogén izotópok keletkezési rátáját ezen az időskálán nem befolyásolja.

A mágneses tér változásai hatással vannak a kozmogén izotópok keletkezésére azért, hogy a mágneses tér szabja meg, hogy milyen töltés-energia aránnyal rendelkező részecskék képesek behatolni a Föld légkörébe, ami tehát a felszínre érkező kozmikus sugárzás fluxusát és energia-spektrumát szabályozza. A kozmogén izotópok keletkezési sebessége a mágneses szélesség függvényében változik. Adott helyen a mágneses tér három paraméterrel írható le: intenzitás, inklináció és deklináció. Az inklináció és a deklináció a mágneses tér irányvektorait adja meg, és az egész Földre átlagolva kijelöli a mágneses tér pólusainak helyét. Több ezer éves időskálán a geomágneses pólus átlagos helyzete jó közelítéssel megegyezik a földrajzi pólus helyzetével. Így az 1000 évnél hosszabb kitettségi kor számítások során a földrajzi szélesség alkalmazható a geomágneses szélesség helyett.

A földmágneses tér intenzitásának hosszú távú változásai szintén az alacsony földrajzi szélességi fokoknál okoznak jelentős eltéréseket a kozmogén izotópok keletkezési rátájában. 10°-ig a produkciós ráta változásai eléri a 9–12%-ot. 30 és 40° között a változások mértéke nem haladja meg a 2,5 %-ot, míg 40° felett a kozmogén izotópok keletkezési sebességét gyakorlatilag nem befolyásolja a mágneses tér intenzitásának változása (MASARIK et al. (2001) és DUNAI (2001).

Kozmogén izotópok keletkezése a felszín alatt

A kozmikus sugárzás részecskéinek mennyisége exponenciálisan csökken az atmoszférán, a hidroszférán és a litoszférán áthatolva:

$$P(z) = P_0 e^{-\rho z / \Lambda} \quad (6)$$

ahol $P(z)$ és P_0 a kozmogén részecskék keletkezési sebessége a vizsgált közeg felső részén és a vizsgált z mélységben (cm), ρ a közeg sűrűsége (g/cm^3) és Λ az elnyelődési együttható (g/cm^2). A közegen áthatoló sugárzás fluxusának a behatolás mélységével párhuzamos csökkenését az elnyelődési együttható (attenuation coefficient) adja meg, vagyis az az anyag-vastagság (levegő, víz, hó, kőzet stb.), ami a beérkező kozmikus sugárzás fluxusát az elnyelődés és szóródás következtében e^{-1} -ed részére csökkenti. Az elnyelődési hossz függ a közeg sűrűségétől (ρ , g/cm^3) és a beérkező részecskék energiájától. A Föld mágneses térén az Egyenlítő felé csak az egyre nagyobb energiájú részecskék képesek áthatolni, így alacsony földrajzi szélességeken az elnyelődési együttható értéke

nagyobb (a vizsgált közegbe érkező részecske hosszabb utat képes megtenni), mint a pólusok felé.

A kozmikus sugárzás energia-spektruma a légkörben 12 km alatt változatlan, azonban a sugárzás fluxusa 1,5 km-enként megközelítőleg harmadára csökken (1033 g/cm^2 az atmoszféra árnyékoló hatása a tengerszinten). A litoszférában az elnyelődési együttható mért értéke 120 g/cm^2 és 170 g/cm^2 között változik, ami 45–65 cm behatolási mélységet (elnyelődési hossz: $z^* = \Lambda/\rho$) jelent $2,7 \text{ g/cm}^3$ sűrűségű kőzetekben (GOSSE & PHILLIPS 2001)

A levegő-kőzet határon a neutron fluxus az elnyelődési együttható $10\text{--}20 \text{ g/cm}^2$ -es értékeig, vagyis ~ 5 cm mélységig nem változik, így a néhány cm-esnél kisebb minták esetében nem szükséges az önárnyékolás korrigálása. Ugyanakkor a legfelső rétegekből megszökő neutronok a kavicsos vagy kőzetblokkokból álló felszínekről származó minták esetén jelentősen csökkentik a produkciós rátát a sík felszínnek értékéhez képest (MASARIK & REEDY 1995).

Az exponenciálisan csökkenő produkciós ráta csak a széthasadással keletkező kozmogén izotópokra vonatkozik. A termális neutron befogási folyamatok maximuma például $10\text{--}20$ cm-es mélységben (az elnyelődési együttható $30\text{--}50 \text{ g/cm}^2$ -es értékénél) tapasztalható (LIU et al. 1994). Azonban e reakciók csak néhány izotóp esetében számottevőek (pl. ^{36}Cl).

A müonok gerjesztette kozmogén izotópok keletkezése szintén exponenciális csökkenést mutat, azonban az elnyelődési hossz ez esetben lényegesen nagyobb (1300 g/cm^2 körül, BROWN et al. 1995), mint a széthasadás során.

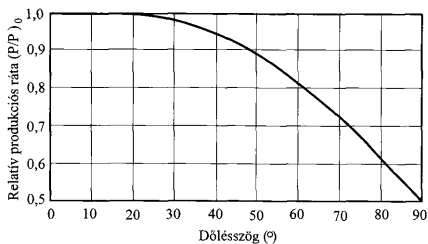
A kőzetekben körülbelül 50 cm mélyégben a kozmikus sugárzás fluxusa 63%-kal csökken (e^{-1} -ed rész), a müonok esetében azonban e mélység elérheti a 3 m-t. A felszín alól gyűjtött mintákat a (4) egyenlet szerint a felszíni értékre korrigálni kell.

Kozmogén izotópok keletkezése lejtős vagy részben árnyékolt felszíneken

A felszínre érkező sugárzás hozzávetőlegesen szimmetrikusan oszlik meg a függőleges irányú intenzitás-maximum körül. Egy nagy területű sík felszínre érkező sugárzás az éggömb teljes félköréből érkezik. Lejtős térszínen, vagy ha a horizont egy részét eltakaró objektum (közeli hegy, szikla) a felszínre irányuló kozmikus sugárzás kis szögben beeső részének bizonyos hányada nem érkezik be, ami lokálisan kisebb keletkezési rátát eredményez. Amennyiben a mintavételi hely lejtős, vagy részben árnyékolt, a mért izotópkoncentrációk korrekciója szükséges (7. ábra).

7. ábra Kozmogén izotópok keletkezése lejtős térszínen. P_0 a keletkezési ráta sík, vízszintes térszínen (NIEDERMANN 2002)

Fig. 7 Production of cosmogenic nuclides on slopes. P_0 is the production rate on horizontal, smooth surfaces (NIEDERMANN 2002)



Kozmogén izotópok keletkezése erodáló felszíneken

Az erózió során a felszínről kozmikus sugárzásnak kitett rétegek pusztulnak le korábban részlegesen vagy teljesen árnyékolt kőzeteket hozva a felszínre, vagy a kozmikus sugárzásnak kitett felszínközeli zónába. A felszínre kerülő kőzetben tehát a kozmogén izotópok jelenlegi keletkezési sebessége meghaladja a korábbi, a felszín alatti mélységének megfelelő keletkezési rátát.

Egyenletes eróziós sebesség esetén a mért kozmogén izotóp koncentráció alapján az erózió sebessége kiszámítható (NIEDERMANN 2002). Az erózió sebessége fordítottan arányos az izotópok mért koncentrációjával (N), hiszen minél lassabb az erózió, annál régebb óta tartózkodik a kőzettest a kozmikus sugárzás által ért zónában. Egyenesen arányos a felszíni keletkezési rátával (P_0), valamint a kozmikus sugárzás elnyelődési hosszával (elnyelődési hossz: $z^* = \Lambda/\rho$) és a bomlási állandóval (λ). Stabilizotópok esetén a bomlási állandó, $\lambda = 0$.

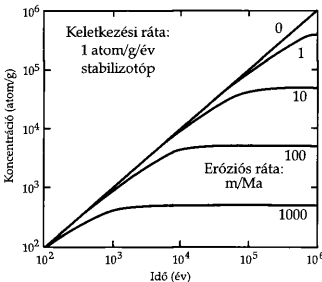
$$\varepsilon = z^* \left(\frac{P_0}{N} - \lambda \right) \quad (7)$$

Annál rövidebb idő kell az egyensúlyi koncentráció (steady state) beállításához, minél gyorsabb az erózió (és radioaktív izotópok esetén minél rövidebb a felezési idő). Az egyensúlyban levő izotóp-koncentráció annál kisebb, minél gyorsabb az erózió (8. ábra).

Nagyobb terület (vízgyűjtő) átlagos lepusztulási sebessége

A helyben keletkező kozmogén izotópok segítségével egy vízgyűjtő átlagos eróziós rátája kiszámítható. A módszert kezdetben kisebb vízgyűjtőkön alkalmazták (1–10 km², pl. GRANGER et al. 1996), majd közepes méretű (102–105 km²) vízgyűjtőterületeken is sikeresen használták (SCHALLER et al. 2001). Minden egyes üledékszemcse ásványainak kozmogén izotóp koncentrációja rögzíti a sebességet, amivel exhumálódott. Törmelékes üledékes kőzetek, mint pl. egy patak hordalékának szemcséi kiátlagolják a vízgyűjtő (az üledék származási helyének) lepusztulási sebességét. Így a lepusztulás sebessége a (7) egyenlet alapján kiszámítható.

E módszer csak homogén litológiájú vízgyűjtő területeken alkalmazható. Alapfeltétele ugyanis, hogy a teljes vízgyűjtőterület reprezentálva legyen a begyűjtött hordalékmintában vagyis, hogy adott hordalékszemcse ugyanolyan eséllyel származzon a vízgyűjtő bármely



8. ábra. A stabil kozmogén izotópok koncentrációjának időbeli változása az eróziós ráta függvényében, 1 atom/g/év keletkezési ráta esetén (CERLING & CRAIG 1994)

Fig. 8 Dependence of the concentration of stable cosmogenic nuclides on the erosion rate. The production rate is 1 atom/g/yr (CERLING & CRAIG 1994).

részéről. A módszer természetesen csak egyes dombsági–középhegységi térszíneken működhet. Alapfeltétele, hogy a vizsgált területen egyenletes sebességgel pusztuló lejtők legyenek. Így a csuszamlásos dombsági térszinek ugyanúgy alkalmatlanok, mint a kőomlásokkal, lejtőösszeomlásokkal fejlődő magashegységi lejtők. Ha a litológia és a kozmogén izotópok produkciós rátája a vizsgált területen megegyezik, akkor (7) alapján a szemcsék átlagos kozmogén izotóp koncentrációja megadja a területre jellemző átlagos lepusztulási sebességet.

$$\bar{\epsilon} = z^* \left(\frac{P_0}{N} - \lambda \right) \quad (8)$$

Egyszerű és összetett kitétségi korok és eróziós ráták

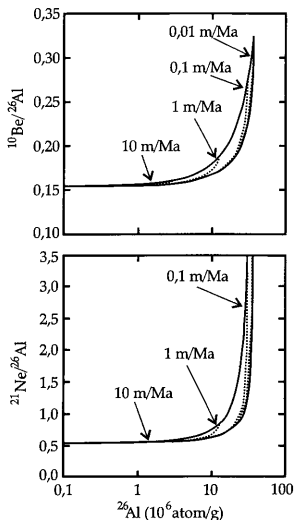
A kitétségi kor és az eróziós ráta meghatározása a legkönnyebb abban az esetben, amikor a vizsgált kőzetfelszín egy tökéletesen árnyékolt helyzetből rövid idő alatt került a felszínre és ezt követően nem érte erózió, vagy egyenletes sebességgel pusztult. Ezekben az esetekben beszélhetünk egyszerű kitétségi korról vagy eróziós rátáról. Ilyenkor a mért izotóp koncentrációból a kitétségi kor vagy az eróziós ráta (1), (2), (7) összefüggések alapján közvetlenül számítható. Minden más esetben azonban összetett kitétségi korról van dolgunk (NIEDERMANN 2002).

Egyszerű kitétségi kor

Egyszerű kitétségi korok esetében a felszín kialakulását követően nem került fedett helyzetbe, és nem is alacsonyodott számottevően. Elhanyagolható az erózió abban az esetben, ha néhány cm-nél több kőzet nem pusztult le a kitétségi teljes időtartama alatt. Ez esetben ugyanis a keletkezési ráta változása 10% alatt marad, ami a kitétségi kor értékében nem okoz a hibahatárnál nagyobb eltérést. A számított koradatok minimum kitétségi koroknak, vagy maximális lepusztulási sebességnek mondhatók. Minimum kitétségi kornak, hiszen az esetlegesen lepusztult anyaggal a korábban felhalmozódott kozmogén izotópok is erodálódhattak. Így a mért koncentráció alacsonyabb lesz, mint az ugyanolyan korú, nem erodálódó térszíneken. Amennyiben a felszín fedett volt bizonyos ideig, akkor az árnyékolás következtében a kozmogén izotópok keletkezési sebessége csökkent, így fiatalítva a felszín kozmogén izotópokkal mérhető korát. Ahhoz, hogy megbízhatóan valós értékeket kapjunk több, egymástól független információra van szükség az erózió és a kitétségi kor tekintetében. Ez két kozmogén izotóp tanulmányozásával érhető el (9. ábra). A felhasznált izotópok két feltételnek kell, hogy megfeleljenek:

1. a két izotóp felezési ideje között jelentős eltérés legyen,
2. az egyik izotóp koncentrációja az egyensúlyhoz közeli állapotban, a másik pedig még növekvő stádiumban legyen.

Minden egyszerű kitétségi történettel jellemezhető adatpont a két görbe közé esik, e területet „egyenletes-erózió szigetének” is nevezik (LAL 1991). Minden ezen kívül eső adatpont összetett kitétségi történetet, vagy mérési hibát jelez.



9. ábra. A $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ valamint a $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ arányok időbeli változása az ^{26}Al koncentráció függvényében. Az alsó vonal az erózió nélküli helyzetet, a felső vonal pedig az eróziós egyensúly szélső értékeit tünteti fel. A pontvonalak különböző sebességű erózió eseteit ábrázolják (NIEDERMANN 2002)

Fig. 9 Dependence of ratios $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ and $^{21}\text{Ne}/^{26}\text{Al}$ on the ^{26}Al concentration. The lower lines represent the changes in the ratios and concentrations with no erosion, the upper line indicates the case of erosion in equilibrium. Dotted lines show the temporal evolution with different erosion rates (NIEDERMANN 2002)

módja a mélységprofil készítése. Összetett kitétségi történetek esetében a kozmogén izotópok koncentrációja a mélységgel nem a (6) egyenletnek megfelelően csökken, hanem zavart sorozatot mutat. A felszínközeli rétegek (~40 cm) esetleges átkeveredése következtében (pl. bioturbáció) a mélységprofil felső szakaszán a kozmogén izotópok koncentrációja egyenletes lehet, a görbe ez alatti szakaszából a felső rész is kiegészíthető (10. ábra).

Mélységprofil készítésével az üledékes kőzetek áthalmazódás előtti kitétségéből származó, átöröklött kozmikus izotóp koncentrációjából adódó hibák szintén kiküszöbölhetők. Amennyiben az üledékszemcsék felhalmazódásuk pillanatában már tartalmaznak bizonyos mennyiségű kozmogén izotópot, a mért kor magasabb

A diagramon az egyenletes-erózió szigetétől balra esnek az időszakos betemetődést jelző adatpontok. A nulla eróziót jelző görbén kívül (jobbra) eső adatok, többlet koncentrációra utalnak a nulla erózióhoz képest. Az ilyen adatpontok általában mérési hibára, vagy szennyeződésre utalnak, hacsak nem volt a minta kitétségi története során nagyobb a keletkezési ráta a jelenleginél (pl. nagyobb tszf. magasság, nagyobb intenzitású kozmikus sugárzás).

Összetett kitétségi korok

Összetett az a kitétségi történet, melynek során több, különböző produkciós rátával jellemezhető időszak változta egymást. Ilyenek lehetnek az időszakos betemetődés, változó lepusztulási sebesség, változó árnyékoltság stb. Az ilyen esetek a kozmogén izotópok tanulmányozásával önmagukban nem oldhatók meg, más forrásból származó, független információra is szükség van.

A komplex kitétségi történetek felismerése rendkívül fontos a kozmogén izotópok felhasználásával nyert adatok helyes értelmezése érdekében. A felismerés egyik módja az adatok ábrázolása a 9. ábrán feltüntetett diagramon, ahol az „egyenletes-erózió szigetén” kívül eső adatok összetett kitétségi történetre vagy mérési hibára utalnak. A felismerés másik lehetséges

lesz, mint az adott helyen valós kitétségi kor, vagyis a datálni kívánt felszín kialakulási koránál idősebb kor mérhető (pl. aggradációs/ felhalmozódásos felszínnek és folyóteraszok — GOSSE & PHILLIPS 2001, 10. ábra). Ez esetben az üledékes összlet különböző mélységtartományából vett minták kozmogén izotóp koncentrációja exponenciálisan csökkenő tendenciát mutat a mélyég felé [(6) egyenlet], azonban értéke nem nullához, hanem az átöröklött mennyiséghez közelít. Eszerint az árnyékolt helyzetű minták kozmogén izotóp koncentrációja megadja az átöröklött komponens értékét.

A módszer gyakorlati kérdései

A helyben keletkező kozmogén izotópok alkalmazásakor három alapvető kérdést kell tisztázni: 1) milyen felszínt 2) milyen litológián és 3) milyen izotóppal kívánunk datálni. A három kérdés szorosan összefügg, az alábbiakban ezekről, valamint a módszerben rejlő hibalehetőségekről lesz szó.

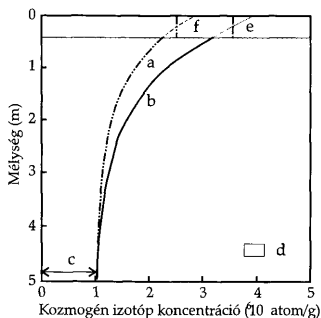
A megfelelő izotóp megválasztása

A vizsgálat céljának megfelelő kozmogén izotóp megválasztásának főbb szempontjai a várható kitétségi kor és a választott izotóp felezési idejének azonos nagyságrendbe tartozása, ugyanis 3-4 felezési időn túl beáll a hosszú távú egyensúly a keletkező és a lebomló izotópok mennyisége között. Emellett a vizsgálandó felszín litológiája korlátozhatja az alkalmazható izotópok számát.

A felszínfejlődés rekonstrukciója során leggyakrabban használt izotópok néhány jellemzője WAGNER (1998), GOSSE & PHILLIPS (2001) és WATCHMAN & TWIDALE (2002) alapján az alábbiak.

Hélium-3 (^3He)

A nemesgáz hélium a természetben ^3He és ^4He izotópok formájában fordul elő. Mindkét izotóp stabil. A többnyire radiogén eredetű ^4He (a-bomlás) lényegesen gyakoribb (közel 100%), mint a többnyire kozmogén eredetű ^3He . A ^3He keletkezhet még a ^3H bomlása során, emellett előfordul a liotoszférában nukleogén, valamint elsődleges (magmatikus) ^3He is. A ^3He használata során két fontos tényezővel kell számolni: 1) A magmatikus eredetű izotópok aránya jelentős



10. ábra Elvi mélységprofil ugyanazon üledékes összlet eltérő eróziós sebességgel pusztuló területeiről. (GOSSE & PHILLIPS 2001 után módosítva). a – gyors erózió, b – lassú erózió, c – az átöröklött izotóp-mennyiség, d – esetlegesen zavart felszíni réteg, e és f – a kozmogén izotóp koncentráció változása a felszíni zavart rétegben

Fig. 10 . Theoretical depth profile of a sedimentary succession with different erosion rates (modified after GOSSE & PHILLIPS 2001). a – fast erosion, b – slow erosion, c – inherited amount of cosmogenic nuclides, d – possibly disturbed surface layer, e, f – cosmogenic nuclide concentration in the disturbed layer

lehet. Ezek főként az ásványok folyadékzárványaiban találhatóak. 2) A ^3He nemesgáz, kémiailag nem kötött, így a litoszférából könnyen megszökhet az atmoszférába. E hibaforrás elkerülése végett üde és nem töredezett minta begyűjtésére kell törekedni.

A különböző eredetű ^3He elkülöníthető a forrásterületek jellegzetes $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya alapján, ami a mérési folyamat során kerül meghatározásra. A kozmogén ^3He a kristályrácsban halmozódik fel, míg a magmatikus eredetű ^3He az ásványban levő folyadékzárványokban található. A minta vákuumban való összezúzása során a folyadékzárványok tartalma felszabadul, és a kozmogén eredetű ^3He -től függetlenül is megmérhető.

A ^3He a felszíni kőzetekben nehéz atomok (O, Si, Mg, Fe) széthasadásával keletkezik. Megtartására csak nagy sűrűségű ásványok alkalmasak, mint az olivin, a piroxén és az amfibol vagy a gyémánt. Így elsősorban vulkáni kőzetek kitettségi korának és lepusztulási sebességének meghatározására alkalmas. Nem radioaktív, így felhalmozódása arányos az idővel, amióta a kőzetet kozmikus sugárzás éri.

Neon-21 (^{21}Ne)

A ^{21}Ne a ^3He izotóphoz hasonlóan nem radioaktív nemesgáz és stabilizotóp. Koncentrációjának növekedése tehát arányos a kozmikus besugárzás megkezdődése óta eltelt idővel, vagyis a felszín kitettségi korával.

A természetben három neon izotóp fordul elő: ^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne . Mindhárom izotóp stabil, arányuk az atmoszférában meghatározott (sorrendben 90,5 : 0,3 : 9,2%). A litoszférában található neon lehet helyben keletkezett kozmogén, nukleogén és atmoszferikus eredetű, illetve elsődleges, a köpenyből származó. Nagy urán tartalmú, valamint idős (több millió éves) kőzetek esetén, elegendő idő állt rendelkezésre nagy mennyiségű nem kozmogén eredetű ^{21}Ne felhalmozódására. A neon izotópok aránya a litoszférában jellemző a származásukra, így az in situ kozmogén komponens a mérés során elkülöníthető. A folyadékzárványokban található magmás ^{21}Ne komponens a ^3He esetében leírtak szerint a kristályrácsban felhalmozódó kozmogén komponensnél függetlenül megmérhető.

A litoszférában helyben keletkező kozmogén ^{21}Ne oxigén, szilícium, magnézium és vas széthasadásával jön létre. Eszerint a kvarcot, valamint az olivint vagy piroxént tartalmazó kőzetek (kvarcit, bazalt) alkalmasak a kozmogén ^{21}Ne koncentrációjának mérésére.

A ^{21}Ne kvarcban igen jó megtartású, így alkalmas más izotópokkal történő együttes alkalmazásra. Emellett előnyét jelenti még, hogy kevésbé diffúzív az atmoszféra irányába, mint a másik kozmogén nemesgáz izotóp, a ^3He .

Berillium-10 (^{10}Be)

A berillium a legszélesebb körben alkalmazott kozmogén izotóp, mert produkciós rátája a ^3He után a legjobban ismert, és mert ugyanazon a mintán mérhető az ^{26}Al koncentráció is, ami a vizsgálatok lehetőségeit és pontosságát növeli. A ^{10}Be radioaktív izotóp, az atmoszférában és a litoszférában is jelentős mennyiségben keletkezik. A kozmogén ^{10}Be izotópon kívül a természetben a stabil ^9Be fordul elő jelentős mennyiségben. A litoszférában a helyben keletkező kozmogén

^{10}Be oxigén, szilícium és alumínium atomok széthasadásával keletkezik. Az atmoszferikus ^{10}Be a légköri oxigén és nitrogén széthasadásával jön létre, és a csapadékkal kerül a felszínre, ahol beszivároghva beépül az üledékekbe. A légkörből származó ^{10}Be erősen megkötődik az ásvány felületén, így a minta előkészítése során kémiai úton kell eltávolítani. Az atmoszferikus eredetű ^{10}Be mennyisége jelentősen meghaladhatja a kozmogén eredetű ^{10}Be mennyiségét, így a minták tökéletes megtisztítása fontos előfeltétele a helyes mérési eredményeknek.

A litoszférában helyben keletkező ^{10}Be kvarcban és olivinben keletkezik és őrződik meg mérhető mennyiségben, ami széles litológiai körben való alkalmazását teszi lehetővé. Radioaktív izotóp, felezési ideje 1,51 Ma, így a hosszú távú egyensúly beálltáig, vagyis 4–5 millió évnél fiatalabb kitettségi korok esetén alkalmazható.

Alumínium-26 (^{26}Al)

Az alumínium az oxigén és a szilícium után a harmadik leggyakoribb elem a földkéregben. A természetes alumínium nagy részét a stabil ^{27}Al izotóp adja, kis hányadot jelent a kozmogén eredetű ^{26}Al , ami radioaktív izotóp, felezési ideje 705 ezer év. Az atmoszférában keletkező kozmogén ^{26}Al mennyisége a cél-atomok hiánya/ritkasága (Ar) miatt elhanyagolható, így atmoszferikus szennyeződéssel fiatal kitettségi korok esetén a ^{10}Be izotóptól eltérően nem kell számolni. Az in situ kozmogén ^{26}Al a litoszférában főként alumínium és szilícium széthasadása során keletkezik. Problémát jelenthet a rendkívül kis $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ arány, valamint a kőzetekben esetlegesen jelen levő nukleogén komponens. Alkalmazhatósága a szekuláris egyensúly beállásáig, vagyis 2–3 millió évre terjed ki. Többnyire a ^{10}Be izotóppal együtt kvarcon alkalmazzák. A többi szilikátásvány nagy alumíniumtartalma miatt kevésbé megfelelő a kitettségi kor meghatározására. A két izotóp eltérő felezési ideje lehetőséget nyújt a lepusztulási ráta és a kitettségi kor pontos meghatározására.

Klór-36 (^{36}Cl)

A természetes klór közel 100%-ban két stabilizotóp formájában, ^{35}Cl és ^{37}Cl , fordul elő a természetben. A kozmogén ^{36}Cl csak az atmoszférában és a litoszférában keletkezik. Az atmoszférában keletkező ^{36}Cl izotóp a csapadékkal kerül a felszínre és a talajvíz valamint a glaciális jég datálására alkalmas. A felszíni kőzetekben kalcium és kálium széthasadásával keletkezik, így kalcit és földpát ásványok esetében alkalmazható. Radioaktív izotóp, felezési ideje 301 ezer év, ami a 103–106 éves skálán teszi lehetővé a kormeghatározást. Vízrel jól oldódik, így az atmoszferikus komponens könnyen eltávolítható a minták felszínéről. Ugyanakkor a mállási folyamatok során a kozmogén eredetű klór is kilugzódhat a kőzetből, ami hibás kitettségi korokhoz vezethet.

Mintavétel

Az a tény, hogy a radiometrikus koradatok annyira megbízhatóak, amennyire a minta, amely az adatot szolgáltatta, kozmogén izotópos módszerekre is igaz. A minták begyűjtésekor feltétlenül tisztában kell lenni azzal, hogy mi a

mintavétel célja vagyis, milyen, a felszínfejlődéssel kapcsolatos kérdésre szeretnénk választ kapni.

A mintavétel helyének kiválasztása

Amennyiben pl. egy geomorfológiai szint, vagy egy jellegzetes felszínforma kitettségi korát szeretnénk meghatározni, megközelítőleg vízszintes, fedetlen térszín az ideális a mintavétel céljából, amelyen a felszínforma kialakulása óta feltehetőleg nem ment végbe számottevő lepusztulás. Ha egy lejtős térszín lepusztulási sebességének meghatározására irányul a vizsgálat, akkor a lejtő egy feltételezhetően egyenletesen pusztuló szakaszáról, az inflexiós pont környékéről érdemes a mintákat begyűjteni. Ilyen esetben kerülni kell a szakaszosan, pl. földcsuszamlások, lejtős tömegmozgások által pusztuló lejtőket és az üledék felhalmozódásának térszíneit is. Amikor azonban egykori események, például egy csuszamlás bekövetkeztenek korára vagyunk kíváncsiak, akkor a mozgás nyomán keletkezett sebhelyben az esemény során hirtelen a felszínre került kőzetfelszínből érdemes mintázni.

Az izotóp-specifikus tulajdonságokat szintén figyelembe kell venni a mintavétel, illetve az alkalmazott izotóp(ok) megválasztása során. Ilyen lehet a litológia, a felszín feltételezett kora, a felszínfejlődés feltételezett menete (egyenletes erózió, nincs erózió, egyszerű vagy összetett kitettségi történet).

A mintavételi hely leírása

A mintavétel során nagy gondot kell fordítani a mintavételi hely pontos leírására. A földrajzi koordináták, és a tengerszint feletti és a relatív magasság mellett a felszín geometriája, kiterjedése, az esetleges árnyékolás valamint a forma kialakulására utaló terepi bélyegek leírása rendkívül fontos a mérési eredmények helyes értelmezéséhez (pl. folyóterasz, egykori folyómederre utaló eróziós bélyegek a felszínen, szél vagy glaciális erózió nyomai vagy esetleg lepusztulást nem mutató elsődleges lávafelszín stb.).

A megmintázott kőzet leírásakor a kőzetféleség mellett a mállottság, repedezettség mértékét, valamint a litológia térbeli változásait, inhomogenitását is fel jegyezni.

A kozmogén izotópok rövid elnyelődési hossza következtében a földrajzi szélesség és tengerszint feletti magasság függvényében megadott produkciós ráták a kőzetfelszínre jellemző értékek. Amennyiben a minták a felszín felső 5 cm-éből származnak, a felszínre jellemző keletkezési rátával számolhatunk, nagyobb mélységből származó minták, valamint mélységprofilok készítésekor a mintavételi hely felszín alatti mélységét is meg kell adni.

A felszín geometriája

A megmintázott felszín ideális esetben sík, vízszintes és megfelelően kiterjedt, ami azt jelenti, hogy a mintavétel a felszín peremeitől legalább 50 cm távolságban történik. A sík felszín esetében nem kell a bonyolult geometriából eredő korrekciós tényezőkkel számolni, a vízszintes felszínnek esetén az árnyékolás keletkezési rátát befolyásoló hatása nem fordul elő, emellett az erózió lehetősége is minimális. Lejtős térszíneken a dőlés iránya és szöge lényeges. A mintavételi

felszínének tagoltsága szintén fontos paraméter, ugyanis az eredmények értékelésénél nem elhanyagolható, hogy a megmintázott kőzettest mennyire állt ki a környező térszínből. Ha egy közeli tereptárgy (pl. hegy, szikla) kitakarja a horizont egy részét, ennek a horizont egészéhez viszonyított %-os értékét kell megadni. 5%-os kitakarásig a minta árnyékoltsága elhanyagolható (GOSSE-PHILLIPS 2001).

A mintavétel módja

A mintavétel a kőzetfelszínekről többnyire vésővel és kalapáccsal történik. Ezen eszközök könnyen szállíthatók, azonban egyes üde és kemény kőzetek esetén (pl. kvarcit) e felszerelés nem minden esetben bizonyul elegendőnek a kőzetfelszín megbontására.

A pontos mintavételi hely megválasztásakor érdemes figyelembe venni, hogy a jelenleg fedetlen térszínre lehettek egykor időszakosan fedettek (hó, talaj, alluvium stb.). A környező topográfiából kiálló helyeken valószínűbb, hogy nem kell időszakos takarással számolni, mint a lokális mélyedésekben. Így a mintavétel során a mintavételhez megfelelő kiterjedésű magaslati területek a megfelelőbbek. A kiálló kőzetblokkok éleinek és peremeinek mintázása, ha egy mód van rá kerülendő.

Mennyi minta szükséges?

A vizsgálathoz szükséges kőzetminta mennyisége sok tényezőtől függ, elsősorban a használt kozmogén izotóp litológia-függő tulajdonságait kell figyelembe venni. A mérés során a tömegspektrométer észlelési határánál kisebb izotóp koncentráció esetén a mérés eredménytelen.

A begyűjtendő minta mennyiségét meghatározó fontos tényező a kőzet litológiája, vagyis, hogy a helyben keletkező kozmogén izotópok megtartására képes ásványok a kőzetben milyen gyakorisággal és minőségben vannak jelen (fenokristályok mérete, mállottsága, töredezettsége). A vizsgálandó izotóp keletkezési sebességétől és a várható kitétségi kortól függ a kozmogén izotópok kőzetbeli koncentrációja. Így a feltételezhetően fiatalabb felszínnek, és kisebb produkciós ráta esetén nagyobb mennyiségű minta szükséges. Amennyiben van rá lehetőség többletminta gyűjtése mindig ajánlott. Egyrészt, mert a kőzetanyag minősége az előkészítés folyamata során gyengébbnek bizonyulhat a vártnál másrészt, az eredmények értékelése során felmerülhet a mérés megismétlésének igénye. A mintázáshoz megfelelő felszínnek korlátozott kiterjedése és elérhetősége azonban gyakran eleve meghatározza a begyűjthető minta mennyiségét. Átlagosan elmondható, hogy 0,5–2 kg kőzet elegendő egy mintavételi helyről.

A minták előkészítése és a mérés

A különböző kőzetanyag és a vizsgálandó izotóp, valamint a datálni kívánt felszín tulajdonságaitól függően az előkészítés folyamata igen eltérő lehet. Az alábbiakban a legalapvetőbb és a legtöbb esetben követendő lépések ismertetésére szorítokozom.

A kőzetminta összezúzása és szitálása a megfelelő szemcseméret tartomány (általában 250–500 μm , esetleg 500–1000 μm) kinyerésére irányul. Ezt követi a vizsgálathoz szükséges ásványfrakció kiválasztása, ami első lépésben történhet mágneses szeparáció és nehézfolyadékos leválasztás útján. A tiszta ásványszeparátum kiválogatása többnyire manuális úton, binokuláris mikroszkóp segítségével történik. A vizsgálathoz szükséges tiszta szeparátum mennyisége függ az ásványtól, és a mérni kívánt kozmogén izotóptól valamint a mérés által megcélzott paleofelszín kitérési korától. (Pl. 0,5–1 g tiszta olivin elegendő lehet 105 nagyságrendű kitérési kor ^3He -izotópos mérésére, ehhez azonban akár 1–2 kg kőzetre is szükség lehet. A ^{10}Be méréshez nagyobb mennyiségű (10–20 g) szeparátumra szükség van. Kvarcitok esetén azonban a kvarc lényegesen nagyobb arányban fordul elő a megmintázott kőzetben, így akár 0,5 kg kőzetmintából is kinyerhető a kívánt mennyiségű ásványszeparátum.)

A mechanikai szétválasztást követően egyes izotópok esetén a mérési eredményt befolyásoló (a vizsgált kozmogén izotóp mért koncentrációját megváltoztató) szennyeződést kémiai úton, a minta savas kezelésével – kilugzással – kell eltávolítani. Ilyen szennyeződés pl. a ^{10}Be esetében az atmoszferikus eredetű ^{10}Be , mely az ásványok felületéhez erősen kötődik.

A helyben keletkezett kozmogén izotópok koncentrációja a kőzetekben rendkívül alacsony, ezért igen érzékeny műszerekre van szükség koncentrációjuk megméréséhez. A mérés napjainkban a hetvenes évek végén bevezetett gyorsító tömegspektrométerrel (accelerator mass spectrometer, AMS) történik. Ez lehetővé teszi rendkívül kis koncentrációk megmérését, valamint a vizsgálathoz szükséges idő és a minta mérete is lényegesen kisebb, mint a korábbi módszerek esetében (b-számlálás, nem magát az izotóp-koncentrációt méri, hanem a radioaktív bomlásból származó b részecskéket).

Hibalehetőségek

Minden fizikai mérési eredmény hordoz bizonyos fokú bizonytalanságot. A mért érték a valós értéket megközelítő adat, az ettől való lehetséges eltérést nevezzük hibának. A lehetséges hibaforrások két csoportra oszthatók: a szisztematikus és a véletlenszerű hibák csoportjára. A szisztematikus hibák a mérés körülményeiből, a műszer hibájából származnak, számítható hibákból adódhatnak. A mérési eredményeket ugyanabba az irányba, és ugyanolyan mértékben befolyásolják, így felismerésük nem lehetséges ismételt mérések során. A véletlenszerű hibák ezzel szemben egyszeri leolvasási hibákból, vagy statisztikai folyamatok eredményeként keletkeznek. A mérés megismétlésével felismerhetők, az ismételt mérések eredményei egy központi érték köré rendeződnek. A szisztematikus hibák tulajdonképpen a módszer megbízhatóságát jelentik, a véletlenszerű hibák pedig a mérés megismételhetőségére utalnak.

A kozmogén izotópok keletkezési rátáját sok tényező befolyásolja, melyek egy része többnyire csak becsülhető. Legnagyobb részben a kozmogén izotópok keletkezési sebességét befolyásoló tényezők jelentik a számításokba foglalt bizonytalanságot. E tényezők és hatásuk a kozmogén izotópok keletkezésére nem minden esetben ismert kellő pontossággal. A produkciós rátát befolyásoló

tényezők hiányos ismerete következtében a kozmogén izotópos mérések alapján meghatározott kitettségi korok vagy eróziós ráták eleve 10–20% bizonytalanságot hordoznak magukban (NIEDERMANN 2002). Az így jelentkező szisztematikus hiba felismerése fontos, ám mértékének megadása nem lehetséges, hiszen minden számítást ugyanúgy befolyásolnak. Ezért a hibahatárok megadása során e bizonytalansági intervallumot nem szokás feltüntetni, fontos azonban, hogy az adatok értelmezése során mind a szerzők, mind az olvasók tisztában legyenek a létezésével.

Másik jelentős szisztematikus hibaforrás lehet a mintavételi hely nem megfelelő megválasztása. Az időszakos talajborítás, lösztakaró, hóborítás például nehezen mutatható ki, azonban a keletkezési rátát egy időre jelentősen lecsökkenti. Így fiatalabb lesz a vizsgált felszín mért kitettségi kora, mint a kialakulásának valós kora (ill. nagyobb az erózió mért sebessége, mint a valós érték).

Az izotópok teljes, mért mennyiségét a nem kozmogén (átöröklött, nukleogén, atmoszférából származó, radiogén) komponensekre korrigálni kell. A stabil nemesgázok esetében a nem kozmogén eredetű izotópok megnövelhetik az izotóp-koncentrációt a kőzetben, így a valóságosnál idősebb kitettségi kort eredményezve. E hibák mélységprofil készítésével kiküszöbölhetők (10. ábra).

Az atmoszférában is keletkező kozmogén izotópok mérése során (ilyenek a ^{10}Be , az ^{26}Al , a ^{14}C , és a ^{36}Cl) az atmoszférából a litoszférába kerülő izotópokat feltétlenül el kell különíteni a kormeghatározás alapjául szolgáló helyben képződő kozmogén izotópoktól. Az atmoszferikus izotópok nem megfelelő kilúgzódása a savazás során a valóságosnál idősebb kort, ill. lassabb eróziós rátát eredményezhet.

Kozmogén izotópok kristályrácsból való kiszökésével az egyes izotópok megőrzésére megfelelő ásvány alkalmazása esetén többnyire nem kell számolni.

Köszönetnyilvánítás

A módszer megismeréséhez és elsajátításához nyújtott segítségéért köszönet illeti Dr. DUNAI Tibort és Jürgen FOEKENT. Az anyagi feltételeket az EUROBASIN, Marie Curie Fellowship program biztosította az amszterdami Vrije Universiteit (Szabad Egyetem) Izotópgeokémiai Tanszékén.

Irodalom – References

- ALBRECHT, A., HERZOG, G. F., KLEIN, J., DEZFOULY-ARJOMANDY, B. & GOFF, F. 1993: Quaternary erosion and cosmic-ray-exposure history derived from ^{10}Be and ^{26}Al produced in situ – An example from Pajarito plateau, Valles caldera region. – *Geology* **21**, 551–554.
- BIERMAN, P. R. 1994: Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. – *Geophys. Res.* **99/B7**, 13885–13896.
- BRINER, J. P. & SWANSON T. W. 1998: Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. – *Geology* **26/1**, 3–6.
- BROCARD, G. Y., VAN DER BEEK, P. A., BOURLÈS, D. L., STAME, L. L., MUGNIER, J.-L. 2003: Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **197–214**.

- BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L., COLIN, F., RAISBECK, G. M., YIOU, F. & DESGARCEAUX, S. 1995: Evidence for muon-induced production of ^{10}Be in near-surface rocks from the Congo. – *Geophys. Res. Letter* **22**, 703–706.
- CERLING, T. E. 1990: Dating geomorphic surfaces using cosmogenic ^3He . – *Quat. Res.* **33**, 48–156.
- CERLING, T. E. & CRAIG, H. 1994: Geomorphology and in situ cosmogenic isotopes. – *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **22**, 273–317.
- DUNAI, T. J. 2000: Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **176**, 157–169.
- DUNAI, T. J. 2001: Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **193**, 197–212.
- GOSSE, J. C. & PHILLIPS F. M. 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews* **20**, 1475–1560.
- GRANGER, D. E., KIRCHNER, J.W. & FINKEL, R. 1996: Spatially averaged long term erosion rates measured from in-situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. – *J. Geol.* **104**, 249–257.
- GRANGER, D. E., KIRCHNER, J. W. & FINKEL R. C. 1997: Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. – *Geology* **25/2**, 107–110.
- GRANGER, D. E., FABEL, D. & PALMER, A. N. 2001: Pliocene–Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in Mammoth Cave sediments. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **113**, 825–836.
- HEIMSATH, A. M., CHAPPELL, J., DIETRICH, W. E., NISHIZUMI, K. & FINKEL, R. C. 2001: Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. – *Quaternary International* **83–85**, 169–185.
- HELSINGER, B. & NOLTE, E. 2000: Cosmogenic in situ production of radionuclides: Exposure ages and erosion rates. – *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res. B.* **172**, 790–795.
- KURZ, M. D., COLODNER, D., TRULL, T. W., MOORE, R. & O'BRIEN, K. 1990: Cosmic ray exposure dating with in situ produced cosmogenic ^3He : Results from young Hawaiian lava flows. – *Earth Planet. Sci. Res.* **97**, 177–189.
- LAL, D. 1991: Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion rates. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **104**, 424–439.
- LIU, B., PHILLIPS, F. M., FABRYKA-MARTIN, T. J., FOWLER, M. M. & STONE, W. D. 1994: Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms 1. Effects of the thermal neutron distribution. – *Water Resource Res.* **30**, 3115–3125.
- MASARIK, J. & REEDY, M. C. 1995: Terrestrial cosmogenic-nuclide production systematics calculated from numerical simulations. – *Elsevier, Earth Planet. Sci. Letter* **136**, 381–395.
- MASARIK, J. & BEER, J. 1999: Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. – *J. Geophys. Res.* **104**, 12099–12111.
- MASARIK, J., FRANK, M., SCHÄFER, J. M. & WIELER, R. 2001: Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800 000 years. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **65**, 2995–3003.
- NIEDERMANN, S. 2002: Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes. – In: PORICELLI, D., BALLANTINE, C. J. & WIELER, R. (eds) *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. – Reviews in mineralogy and Geochemistry* **47**, 731–784.
- NISHIZUMI, K., WINTERER, E. L., KOHL, C. P., KLEIN, J., MIDDLETON, R., LAL, D. & ARNOLD, J. R. 1989: Cosmic Ray Production Rates of ^{10}Be and ^{26}Al in Quartz From Glacially Polished Rocks. – *Journal of Geophysical Research* **94**, B12. 17907–17915.
- REPKA, J. L., ANDERSON, R. S. & FINKEL, R. C. 1997: Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **152**, 59–73.
- RITZ, J. F., BROWN, E. T., BOURLÈS, D. L., PHILIP, H., SCHLUPP, A., RAISBECK, G. M., YIOU, A. & ENKHTUVSHIN, E. 1995: Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray–exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia – *Geology* **23/11**, 1019–1022.
- SARDA, P., STAUDACHER, T., ALLEGRE, C. & LECOMTE, A. 1993: Cosmogenic neon and helium at Reunion: Measurement of erosion rate. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **119**, 405–417.
- SCHALLER, M., BLANCKENBURG, F., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2001: Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nuclides in European river sediments. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **188**, 441–458.

- SCHALLER, M., VON BLANCKENBURG, F., VELDKAMP, A., TEBBENS, L. A., HOVIUS, N. & KUBIK, P. W. 2002: A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terrace. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **204**, 307–320.
- SCHÄFER, J. M., IVY-OCHS, S., WIELER, R., LEYA, I., BAUR, H., DENTON, G. H. & SCHLÜCHTER, C. 1999: Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. – *Earth and Planet. Sci. Letter* **167**, 215–226.
- SIAME, L. L., BOURLÈS, D. L., SÉBRIER, M., BELLIER, O., CASTANO, J. C., ARAUJO, M., PEREZ, M., RAISEBECK, G. M. & YIOU, F. 1997: Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. – *Geology* **25/1**, 975–978.
- VAN DER WOERD, J., RYERSON, F. J., TAPPONNIER, P., GAUDEMER, Y., FINKEL, R., MERIAUX, A. S., CAFFEE, M., GUOQUANG, Z. & QUNLU, H. 1998: Holocene left slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). – *Geology* **26/8**, 695–698.
- VAN DER WATEREN, F. M. & DUNAL, T. 2001: Late Neogene passive margin denudation history – cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. – *Elsevier, Global and Planetary Change* **30**, 271–307.
- WAGNER, G. A. 1998: Age Determination of Young Rocks and Artefacts. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 4–16, 113–194.
- WATCHMAN, A. L. & TWIDALE, C. R. 2002: Relative and ‘absolute’ dating of land surfaces. – *Earth Sci. Rev.* **5**, 1–49.
- ZREDA, M. G. & PHILLIPS, F. M. 2000. Cosmogenic nuclide buildup in surficial materials. – In: STRATTON NOLLER, J., SOWERS, J. M. & LETTIS, W. R. (eds): *Quaternary Geochronology, Methods and Application*, Am. Geophys. Union, Washington, 61–76.

Kézirat beérkezett: 2004. 03. 05.