

METODIKA A APLIKACE STANOVENÍ KOSMOGENNÍCH RADIONUKLIDŮ ^{10}Be A ^{26}Al URYCHLOVAČOVOU HMOTNOSTNÍ SPEKTROMETRIÍ

JAN KUČERA^a, JAN KAMENÍK^a, ROMAN GARBA^{a,b} a PAVEL P. POVINEC^c

^a Ústav jaderné fyziky AV ČR, v. v. i., Řež 130, 250 68 Husinec-Řež, Česká republika, ^b Archeologický ústav AV ČR, v. v. i., Praha, Letenská 123/4, 118 01 Praha, Česká republika, ^c Fakulta matematiky, fyziky a informatiky, Univerzita Komenského, Mlynská dolina F1, 842 48 Bratislava, Slovensko
kucera@ujf.cas.cz

Došlo 28.11.22, přijato 15.12.22.

Měření kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al se stalo neocenitelným nástrojem pro datování událostí a procesů v kvartérní geochronologii, archeologii a paleoantropologii. V článku je uveden současný stav výzkumu na základě teoretických a metodických poznatků a jsou popsány postupy přípravy vzorků a jejich měření metodou urychlovačové hmotnostní spektrometrie. Také je podán přehled hlavních geochronologických modelů pro datování povrchové expozice a stáří uložení pro výše uvedené aplikace a pro analýzu mimozemských materiálů.

Klíčová slova: Urychlovačová hmotnostní spektrometrie, kosmogenní radionuklidy, ^{10}Be , ^{26}Al , datování, vědy o Zemi, archeologie

Obsah

1. Úvod
2. Vznik kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al
 - 2.1. Původ, složky a interakce kosmického záření
 - 2.2. Analytický rámec stanovení ^{10}Be a ^{26}Al
 - 2.3. Vznik ^{10}Be
 - 2.4. Vznik ^{26}Al
3. Příprava vzorků a měření ^{10}Be a ^{26}Al
4. Aplikace stanovení ^{10}Be a ^{26}Al v kvartérní geologii a paleoklimatologii
 - 4.1. Stanovení meteorického ^{10}Be
 - 4.2. Stanovení *in situ* ^{10}Be
 - 4.2.1. Datování povrchové expozice
 - 4.2.2. Datování stáří uložení (burial dating)
5. Použití v archeologii a paleoantropologii
6. Jiné aplikace
7. Závěr

1. Úvod

Dlouhodobé kosmogenní radionuklidy ^{10}Be (poločas přeměny $T_{1/2} = (1,389 \pm 0,014) \cdot 10^6$ roků, cit.¹) a ^{26}Al ($T_{1/2} = (7,08 \pm 0,17) \cdot 10^5$ roků, cit.²) vznikají účinkem kosmického záření v zemské atmosféře, hydrosféře (včetně kryosféry) a litosféře. Vzhledem ke svému dlouhým poločasům přeměny jsou jen obtížně měřitelné radiometrickými metodami (měřením počtu přeměn přítomných radionuklidů). Jejich měření bylo usnadněno zavedením urychlovačové hmotnostní spektrometrie (dále označované jako Accelerator Mass Spectrometry – AMS) počátkem 80. let minulého

století a jejím rozmachem v posledních třech dekadách. V metodě AMS nečekáme na přeměnu radionuklidu a vyzáření měřitelných produktů přeměny (radiometrické měření), ale přímo počítáme počet atomů přítomných radionuklidů ve vzorku. Výsledkem je snížení mezi detekce dlouhodobých radionuklidů až o 6 řádů, což umožňuje analýzu mnohem menších vzorků a značné zkrácení doby měření.

Vznik ^{10}Be a ^{26}Al účinkem kosmického záření poskytuje důležité informace např. o paleoklimatu Země a proběhlých klimatických změnách, horotvorných procesech a procesech formování krajiny, transportu a ukládání sedimentů v období před 10^2 až 10^7 lety, což jsou důležité poznatky zejména pro kvartérní geologii, které jsou jen obtížně zjistitelné jinými metodami^{1,3–7}. Metoda AMS dále umožňuje stanovení stáří některých archeologických nálezů⁸ a studium stáří a původu mimozemských materiálů, zejména meteoritů.

Počet aplikací stanovení ^{10}Be a ^{26}Al metodou AMS v posledních 30 letech podstatně vzrostl v důsledku zdokonalování potřebného experimentálního vybavení. Byly vyvinuty nízkoenergetické systémy AMS s terminálovým napětím do 500 kV s nižšími prostorovými a energetickými nároky a metoda AMS se tak stává dostupnější^{9–17}. I když většina nízkoenergetických systémů AMS jsou zařízení dedikovaná pro měření ^{14}C (cit.^{9,17}), některá z nich umožňují měření i jiných radionuklidů^{10–16,18}.

V Ústavu jaderné fyziky (ÚJF) AV ČR v Řeži byla nedávno vybudována první laboratoř AMS v ČR v rámci konsorcia ÚJF, Fakulty jaderné a fyzikálně inženýrské ČVUT v Praze a Archeologického ústavu AV ČR, Praha, která je vybavena AMS systémem MILEA (MultiIsotope

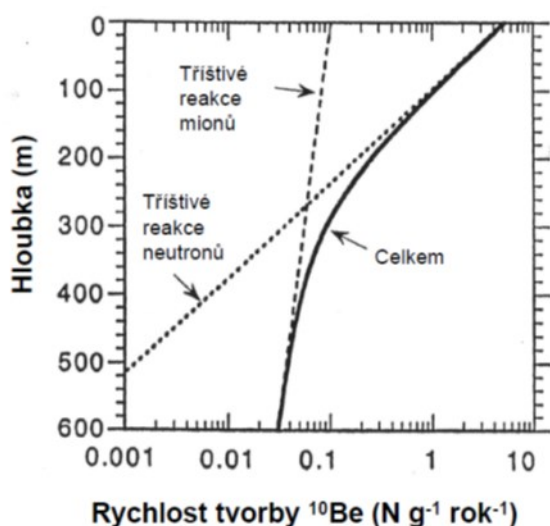
Low Energy AMS). Toto zařízení s maximálním terminálovým napětím 300 kV umožňuje stanovení ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{41}Ca , ^{129}I a aktinoidů, zejména ^{236}U , s mezemi detekce srovnatelnými se systémy s vyšším terminálovým napětím¹⁸. Tento článek má proto za cíl seznámit českou odbornou veřejnost s rozsáhlými aplikacemi stanovení ^{10}Be a ^{26}Al metodou AMS v geologických, environmentálních a archeologických vědách.

2. Vznik kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al

2.1. Původ, složky a interakce kosmického záření

Kosmické záření dělíme na primární a sekundární. Primární kosmické záření rozlišujeme podle původu na galaktické (GCR – Galactic Cosmic Rays) a extragalaktické, jehož zdroj je mimo naši galaxii, a solární (SCR – Solar Cosmic Rays). GCR je tvořeno přibližně z 99 % jádry lehkých prvků a kolem 1 % je soliterních elektronů. Z lehkých jader převažují protony (kolem 90 %), méně jsou zastoupena jádra helia (α částice) a nejmenší zastoupení (kolem 1 %) mají jádra těžších prvků. Energie GCR ojediněle dosahuje až $3 \cdot 10^{20}$ eV, nejnepříjemnější je zastoupení částic s energiemi kolem $3 \cdot 10^8$ eV. SCR má podobné složení částic jako GCR, jejich energie jsou však nižší, zpravidla v rozmezí 10^7 – 10^{10} eV.

Při vstupu do zemské atmosféry interaguje primární kosmické záření s atomy a molekulami, hlavně kyslíku a dusíku, za vzniku spršek sekundárního kosmického záření tvořeného čtyřmi složkami: hadronovou, elektromagnetickou, mionovou a neutrinovou. Mechanismus vzniku jednotlivých složek sekundárního kosmického záření je



Obr. 1. Závislost rychlosti tvorby ^{10}Be účinkem kosmického záření v křemenném arenitu v lokalitě SLHL na hloubce od povrchu (upraveno podle cit.²³), N = počet atomů

detailně popsán v několika monografiích^{19–21}. Na vzniku kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al se nejvíce podílí hadronová a mionová složka působící třířstivé reakce atomů v zemské atmosféře, hydrosféře a litosféře. Intenzita sekundárního kosmického záření v atmosféře závisí na geomagnetické šířce a nadmořské výšce – vzrůstá s geomagnetickou šířkou (nejvyšší intenzita je na pólech) a s nadmořskou výškou (nejnižší intenzita je u mořské hladiny). Lokální rychlost produkce kosmogenních radionuklidů se proto porovnává s hodnotami pro hladinu moře a vysokou zeměpisnou šířku ($> 60^\circ$), pro tzv. SLHL (Sea Level High Latitude) polohu¹. Dosah kosmického záření či jeho zeslabení při průchodu látkovým prostředím vyjadřujeme buď v jednotkách délky pro danou hustotu prostředí (viz obr. 1) nebo se používá součinu délky dráhy a hustoty prostředí, tzv. interakční hloubky či absorpční délky, jejíž jednotkou je g cm^{-2} .

2.2. Analytický rámec stanovení ^{10}Be a ^{26}Al

V posledních 30 letech se v důsledku rozvoje a lepší dostupnosti metody AMS stalo stanovení ^{10}Be a ^{26}Al důležitým nástrojem v geologii pro datování různých událostí v průběhu čtvrtohor. Dosažení porovnatelných výsledků závisí na přesné znalosti rychlosti vzniku obou radionuklidů i v jiných lokalitách než SLHL, na použití kalibrace postupů AMS v různých laboratořích na stejné standardy a zlepšení hodnocení nejistot výsledků. Postupy používané před rokem 2000 pro přepočítání (scaling) lokální rychlosti vzniku kosmogenních radionuklidů jsou shrnuty v práci Stona²³. Další zlepšení přinesla práce Balca a spol.²⁴. V novější práci byl vytvořen v rámci projektu CRONUS-Earth výpočetní kód, který zahrnuje funkce pro kalibraci rychlosti vzniku kosmogenních radionuklidů na povrchu hornin, v různých hloubkách pod povrchem a rychlost eroze povrchových vrstev hornin²⁵. Tento projekt obecně zlepšil přesnost a preciznost datování s využitím kosmogenních radionuklidů posunem od metod založených na empirickém zkoumání k metodám využívajících fyzikálních základů vzniku kosmogenních radionuklidů²⁶. Nové postupy kalibrace vedly i ke změně původně udávané hodnoty poločasů přeměny ^{10}Be $1,51 \cdot 10^6$ roků (cit.^{3,22}) na hodnotu $(1,389 \pm 0,014) \cdot 10^6$ roků (cit.¹).

2.3. Vznik ^{10}Be

Hlavní reakce vzniku ^{10}Be jsou uvedeny v tab. I. V atmosféře vzniká většina ^{10}Be třířstívkami reakcemi neutronů na dusíku a kyslíku, reakce mionů nabývají na významu v nižších výškách, protože jejich absorpční délka je 270 g cm^{-2} , zatímco u neutronů činí jen 150 g cm^{-2} . Koncentrace ^{10}Be ve stratosféře je okolo 10^7 atomů na standardní kubický metr (SKM), v troposféře činí 10^4 atomů SKM⁻¹ (cit.³). Pro ^{10}Be vzniklé v atmosféře se nejčastěji používá termín meteorické ^{10}Be . Koncentrace ^{10}Be v dešťové vodě je řádově 10^4 atomů g^{-1} , v polárním ledu je mezi $2 \cdot 10^4$ a $2 \cdot 10^5$ atomů g^{-1} . Do sladkovodního i moř-

Tabulka I

Vznik ^{10}Be v atmosféře, hydrosféře a litosféře (upraveno podle cit.^{1,5,22})

Reakce	Výskyt terčového nuklidu
$^{14}\text{N}(n,3p2n)^{10}\text{Be}$	N v atmosféře
$^{16}\text{O}(n,4p3n)^{10}\text{Be}$	O v atmosféře, hydrosféře, křemenu
$^{16}\text{O}(\mu^+, \alpha p n)^{10}\text{Be}$	O v atmosféře, hydrosféře, křemenu
$^{16}\text{O}(\mu^-, 3p3n)^{10}\text{Be}$	O v atmosféře, hydrosféře, křemenu
$^{28}\text{Si}(n,x)^{10}\text{Be}$	Si v křemenu, olivínu
$^{28}\text{Si}(\mu^-, x)^{10}\text{Be}$	Si v křemenu, olivínu

ského prostředí se dostává ^{10}Be vstupem z atmosféry nebo erozními procesy v litosféře³.

Z obr. 1 je zřejmé, že v horninách vzniká největší podíl ^{10}Be v povrchových vrstvách tříštivými reakcemi na kyslíku a křemíku (> 95 %), s rostoucí hloubkou roste význam účinku mionů²². Vytvořené atomy ^{10}Be jsou uvězněny v zrnech minerálů (např. křemene) a označují se jako *in situ* ^{10}Be . Pro rychlost vzniku v křemenu v lokalitě SLHL se v současnosti udávají hodnoty v rozmezí 4,7–5,1 atomů $\text{g}^{-1} \text{rok}^{-1}$ (cit.³). Koncentrace ^{10}Be v povrchových vrstvách půdy a sedimentech je řádově 10^8 atomů g^{-1} (cit.³). V meteoritech se ^{10}Be tvoří tříštivými reakcemi indukovanými jen GCR, protože nižší energie SCR k tvorbě ^{10}Be nestačí.

2.4. Vznik ^{26}Al

Hlavní reakce vzniku ^{26}Al jsou uvedeny v tab. II. V atmosféře vzniká ^{26}Al tříštivou reakcí neutronů na argonu, jehož nízká koncentrace (~ 1 %) způsobuje, že rychlost tvorby ^{26}Al v atmosféře je nízká v porovnání s ^{10}Be (poměr $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ činí přibližně $4 \cdot 10^{-3}$). Koncentrace ^{26}Al v dešťové vodě je přibližně $7 \cdot 10^4$ atomů l^{-1} . Poměr $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ v dešťové vodě je přibližně $3 \cdot 10^{-3}$ podobně jako ve vzorcích ledu z Antarktidy³.

V horninách vzniká ^{26}Al nejvíce tříštivými reakcemi na křemíku. Pro rychlost vzniku v křemenu v lokalitě SLHL udávají novější data hodnotu 31 atomů $\text{g}^{-1} \text{rok}^{-1}$ (cit.¹). Vysoká rychlost vzniku v křemenu způsobuje, že okolo 70 % pozemského ^{26}Al vzniká v povrchových horninách na rozdíl od ^{10}Be , jehož vzniká přibližně 1 % v povrchových horninách a zbytek v atmosféře³. Pro řadu aplikací, zejména pro datování stárí uložení geologických formací, je důležitá znalost poměru rychlostí vzniku ^{10}Be a ^{26}Al . V posledních letech je pro tento poměr přijímána hodnota přibližně 6,8 (cit.¹). V meteoritech vzniká ^{26}Al jak účinkem GCR, tak SCR.

3. Příprava vzorků a měření ^{10}Be a ^{26}Al

Příprava vzorků je náročným krokem stanovení těchto nuklidů. V případě stanovení ^{10}Be a ^{26}Al vzniklých *in situ* – jadernými reakcemi na atomech kyslíku a křemí-

ku v SiO_2 – je třeba z křemenných zrn získat oba nuklidy odděleně a ve vysoké čistotě, bez přítomnosti rušivých prvků. Základem úspěchu je získání vzorků s vysokým zastoupením křemene a minimálním zastoupením jiných minerálů obsahujících prvky, které mohou ztížit následující chemické zpracování a měření metodou AMS, zejména B, Mg, Al, Ti, Fe. Při stanovení ^{10}Be a ^{26}Al vzniklých *in situ* v křemenu proto platí, že čím vyšší je čistota křemene, tím menší úsilí je třeba vynaložit na jeho čištění fyzikálními a chemickými procesy a naopak. Fyzikální zpracování zahrnuje drcení a síťování vzorků, magnetickou separaci minerálů a dělení minerálů v těžkých kapalinách²⁷. Chemickým zpracováním se odstraní zbytky jiných minerálů než křemenu, které nebyly odstraněny fyzikálním zpracováním. Používá se směs 1 % HF + 1 % HNO_3 k rozpuštění jílových minerálů, živců a dalších silikátových minerálů²⁸, loužení v horké koncentrované (85 %) H_3PO_4 (k přednostnímu rozpuštění silikátů, ne však křemene)²⁹, loužení ve směsi 1+1 HCl (32 %) a H_2SiF_6 (34 %)^{30,31} nebo rozpuštění povrchu křemenných zrn (až do ztráty hmotnosti 30 %) v koncentrované (48 %) HF (cit.³¹). Posledně uvedený krok zajišťuje úplné odstranění nežádoucího meteorického ^{10}Be . Vyčištěná zrna křemene jsou pro další zpracování rozpuštěna v HF.

Na rozdíl od zpracování vzorků křemene při stanovení povrchově vázaného meteorického ^{10}Be (např. ve spráších) k jeho vyloučení zpravidla postačuje směs 6 M HCl + 30 % H_2O_2 , čímž dojde i k rozpuštění uhličitánů a oxidů Fe (cit.³³).

Dalším krokem je separace Be a Al pro přípravu terčů pro AMS měření. K tomuto účelu byla vypracována řada postupů s využitím chromatografie na měničích iontů v kombinaci s kapalinovou extrakcí²⁸ či selektivním srážením při řízeném pH (cit.^{30–36}) nebo extrakční chromatografie³⁷. Posledním krokem chemické separace je srážení $\text{Be}(\text{OH})_2$ a $\text{Al}(\text{OH})_3$ při pH 8–9 a následné žihání hydroxidů při 900–950 °C za vzniku BeO a Al_2O_3 . Tyto oxidy jsou poté smíchány s vodivými práškovými kovy (např. Nb, Ag, Cu) a zalisovány do nosičů vzorků (katod) pro měření ^{10}Be a ^{26}Al .

Výstupem AMS měření je poměr počtu jader radionuklidu a stabilního izotopu, tj. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ a $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$. Tento poměr se kvantifikuje s použitím standardů o známých izotopových poměrech po odečtení pozadových hodnot (měřící a procesní slepé vzorky). Pro kvantifikaci radionuklidů je zapotřebí znalost množství přítomného Be a Al

Tabulka II

Vznik ^{26}Al v atmosféře, hydrosféře a litosféře (upraveno podle cit.^{1,5,22})

Reakce	Výskyt terčového nuklidu
$^{40}\text{Ar}(n,x)^{26}\text{Al}$	Ar v atmosféře
$^{28}\text{Si}(n,p2n)^{26}\text{Al}$	Si v křemenu
$^{28}\text{Si}(\mu^-, 2n)^{26}\text{Al}$	Si v křemenu
$^{23}\text{Na}(\alpha,n)^{26}\text{Al}$	Na v horninách

ve vzorku. Pro stanovení *in situ* ^{10}Be a ^{26}Al v křemenu odpovídá množství Be ve vzorku většinou množství gravimetricky přidaného nosiče. Množství Al je stanovováno v odebraném alikvotu rozpuštěného křemene a zahrnuje Al přirozeně přítomný v křemenu a případný přídavek nosiče.

Při měření ^{10}Be je zapotřebí odlišit tento nuklid od jeho izobaru ^{10}B o velmi podobné hmotnosti. Toho se docílí vložením tenké fólie Si_3N_4 (75 nm) do vysokoenergetické části AMS spektrometru, v níž ztrácejí urychlené ionty ^{10}B více energie než ionty ^{10}Be . K dalšímu odlišení obou izobarů pak dochází při detekci iontů v plynu plněné ionizační komoře (GID – Gas Ionization Detector) s více elektrodami¹⁸. Při měření ^{26}Al je třeba, vzhledem k nízkým dosažovaným iontovým proudům Al^{2+} , eliminovat možnost záměny měřeného iontu $^{26}\text{Al}^{2+}$ za iont $^{13}\text{C}^{1+}$ se stejným poměrem hmotnosti a náboje, např. předřazením absorpční plynové komory před GID. V případě systému MILEA jsou absorpční komora a GID plněny isobutanem¹⁸.

4. Aplikace stanovení ^{10}Be a ^{26}Al v kvartérní geologii a paleoklimatologii

4.1. Stanovení meteorického ^{10}Be

Měření poměru $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ je často využívaným nástrojem zjišťování historického množství dešťových srážek ve studované oblasti. V atmosféře vytvořené ^{10}Be se dostává na zemský povrch převážně dešťovými srážkami a pevně se váže na částice půdy, zejména spraše. Příhodné podmínky se vyskytují zejména v čínské náhorní sprašové plošině, v níž se vyskytují až několik set metrů mocné vrstvy spraše umožňující datovat paleosrážky v období

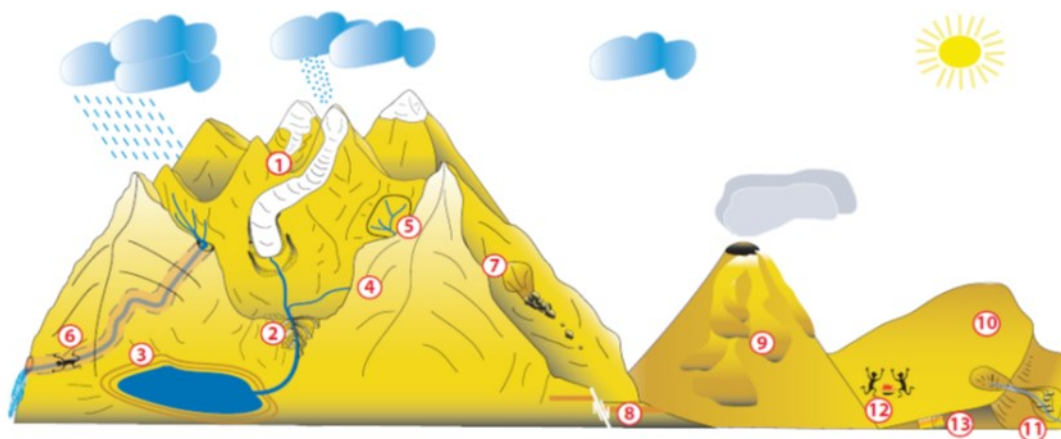
posledních 130 000 let (cit.³³). Jiná práce uvádí datování východo-asijských monzunových srážek za posledních 450 000 let (cit.³⁸).

4.2. Stanovení *in situ* ^{10}Be a ^{26}Al

Stanovení poměrů $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ a $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, případně poměrů $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$, má velké množství aplikací v geomorfologii a vývoji krajiny, které jsou schematicky znázorněny na obr. 2. Využívá se dvou procesů – datování stanovením povrchové expozice (surface exposure) a datování stanovením stáří uložení podpovrchových vrstev (burial dating).

4.2.1. Datování povrchové expozice

Stanovením povrchové expozice se určuje, jak dlouho byly horniny nebo sedimenty exponovány kosmickému záření na zemském povrchu nebo v jeho blízkosti. V úvahu je třeba vzít i rychlost eroze povrchových vrstev. Na vzniku *in situ* ^{10}Be a ^{26}Al na povrchu hornin a ve vrstvách blízkých povrchu a v podpovrchových vrstvách se převážně podílí hadronová složka kosmického záření, až z 97,5 % (cit.³⁹). Ve větších hloubkách nabývá na významu účinek mionů, a to až do absorpční délky 200–5000 g cm^{-2} v důsledku jejich vyšší pronikavosti^{7,39}. Tak může být datováno obnažení skalního podloží fluvialní a větrnou erozí, sesuvy lavin, nadloží a půd, stanovení plošné míry denudace, ústup zalednění a mohou být též datovány plochy zlomů a poruch geologických formací. V přehledovém článku⁷ (a v něm citovaných pracích) je diskutována problematika eroze vrchních vrstev hornin a možnosti datování měření ^{10}Be a ^{26}Al a uvádí se speciální předpoklady pro možnosti datování ledovcových útvarů a jejich podloží po ústupu ledovců, morén, naplavenin, říčních,



Obr. 2. Aplikace měření ^{10}Be a ^{26}Al v kvartérní geologii, ve studiu klimatických změn a v archeologii (upraveno podle cit.⁷); 1 – Chronologie ledovců (vysokohorské ledovce a ledové příkrovy); 2 – Chronologie říčních teras a zářezů; 3 – Chronologie jezerních a mořských břehů; 4 – Rychlost vzniku svahů; 5 – Rychlost eroze povodí; 6 – Datování stáří uložení (jeskyně, terasy, paleosoly); 7 – Chronologie půdních sesuvů; 8 – Chronologie zlomů zemského povrchu; 9 – Chronologie vulkanických erupcí; 10 – Chronologie pouští; 11 – Chronologie náplavových kuželů; 12 – Archeologie; 13 – Chronologie tvorby půdy

jezerních a mořských teras a říčních zářezů, tektonických pohybů, půdních sesuvů, vznik aridních oblastí, aj. Charakter krajiny může být za příznivých okolností datován od stáří stovek let až do desítek milionů let^{7,40}.

4.2.2. Datování stáří uložení (*burial dating*)

Stanovení stáří uložení je založeno na předpokladu, že v horninách exponovaných kosmickému záření vzniknou kosmogenní radionuklidy ^{10}Be a ^{26}Al . Jestliže se původně povrchové vrstvy nebo jejich erozní produkty překryjí vrstvou jiného materiálu, která odstíní kosmické záření, vznik kosmogenních radionuklidů ustane (v závislosti na tloušťce a hustotě stínící vrstvy) a jejich množství začne ubývat v závislosti na jejich poločasu přeměny. Měření koncentrace i jednoho radionuklidu, lépe však dvou s rozdílnými poločasy přeměny, pak lze určit, kdy k odstínění kosmického záření došlo. Radionuklidy ^{10}Be a ^{26}Al jsou pro stanovení stáří uložení velmi vhodné, protože oba dva vznikají *in situ* v křemenu a mají dlouhé a rozdílné poločasy přeměny. Nejjednodušší příklad procesu uložení vychází z jednostupňové historie expozice, např. u jeskynních sedimentů, protože počátek jejich stínění před kosmickým zářením proběhne rychle a efektivně. Vztahy pro stanovení stáří uložení na základě poměrů $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ udávají Dehnert a Schlüchter³⁹. Komplikovanější je případ vícenásobné historie expozice, jestliže nemůžeme zanedbat expozici kosmickému záření po prvotním překrytí stínící vrstvou, po níž následuje další expozice. Stanovení stáří uložení komplikovaného a někdy i opakovaného sledu expozice a překrývání exponovaných vrstev je také možné, vyžaduje však dobrou znalost stratigrafie ukládaných vrstev³⁹. Řada konkrétních aplikací datování stáří uložení je uvedena v přehledovém článku³⁹ (a v něm citovaných pracích).

Nově byl navržen „source-to-sink“ inverzní model datování stáří uložení pro glaciogenní sedimenty s názvem P-PINI (Particle Pathway Inversion of Nuclide Inventories)⁴¹, který nabízí vitální alternativu k zavedené isochronní metodě^{42,43} stanovení stáří uložení v případech neustálené expozice a eroze. Jinou možností je měření tripletu kosmogenních radionuklidů $^{10}\text{Be}/^{14}\text{C}/^{26}\text{Al}$ reprezentujících tři nezávislé chronometry s rozdílnými poločasy přeměny. Měření ^{14}C ($T_{1/2} = 5730$ let, cit.⁴) vznikajícího *in situ* v křemenu tříštivou reakcí na jádrech ^{16}O , které umožňuje stanovení stáří v řádu tisíců až desítek tisíců let, je doposud málo používané³⁹ pro diskutovanou problematiku, na rozdíl od konvenční radiouhlíkové metody známé pro datování organických materiálů.

5. Použití v archeologii a paleoantropologii

Datování s využitím kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al nachází použití i v archeologii. K datování archeologických nálezů a struktur lze využít jak měření povrchové expozice, tak stanovení stáří uložení.

Pro možnost použití měření povrchové expozice by měly být splněny tři podmínky⁸. První je, že koncentrace

kosmogenních radionuklidů na počátku expozice kosmickému záření je nulová nebo známá (zděděná koncentrace). Druhou podmínkou je, že datované objekty nebo struktury musí tvořit uzavřený systém bez vedlejšího příjmu, jako je např. meteorické ^{10}Be , a bez podstatných ztrát příslušných radionuklidů, např. erozí povrchu. Poslední podmínkou je, že musí být známa rychlost tvorby kosmogenních radionuklidů, která musí být konstantní. Nejedná se však o speciální podmínky, stejné se vyžadují i při použití v kvartérní geologii a geomorfologii (viz kap. 4.2.1). Lze datovat nejen dobu stavby archeologických struktur, ale i jejich zhroucení (datování kvádrů či balvanů z ruin). Z výše uvedených podmínek je nejkritičtější ta prvně uvedená, protože stavební materiál mohl být exponován již v lomech před použitím ke stavbě. V takových situacích je zapotřebí stanovení hloubkového profilu koncentrace ^{10}Be a ^{26}Al ve stavebním materiálu z daného lomu (je-li znám).

Možnost datování stáří uložení je vázána na splnění čtyř podmínek. První je, že vzniklé množství kosmogenních radionuklidů je dostatečné k měření metodou AMS, což nebývá problém. Další podmínkou je, že transport datovaného materiálu (křemen) a jeho překrytí stínící vrstvou proběhne současně (v časovém rámci poločasů přeměn ^{10}Be a ^{26}Al). Třetí podmínkou je, že vrstva překrytí je dostatečně silná, aby zabránila významné expozici uloženeho materiálu kosmickým zářením po jeho překrytí. Poslední podmínkou je, že ke vzniku kosmogenních radionuklidů došlo po jednoduché expozici kosmickému záření před uložením datovaného materiálu (bez opakovaného odkrytí a expozice). Opět se jedná o podmínky, jejichž splnění je žádoucí i pro dříve uvedené aplikace měření stáří uložení (viz kap. 4.2.2.), aby nebylo nutno provádět složité korekce vedoucí ke zhoršení přesnosti stáří uložení.

Měření kosmogenních radionuklidů ^{10}Be a ^{26}Al se v posledních 10 letech začalo používat i v paleoantropologii⁴⁴, zejména s využitím stanovení stáří uložení. Příkladem je datování rozšíření hominidů (*Homo erectus*) z Afriky do Evropy a Asie^{45–47} a k datování lidských sídel⁴⁴. Datování prehistorických lidských sídel vyžaduje, aby v dané lokalitě byly nalezeny kamenné nástroje (tzv. štípaná industrie, např. z pazourku). Pokud je nalezeno jen nedostatečné množství kamenných nástrojů, lze při dobré znalosti stratigrafie použít k datování i křemenné valouny nalezené v dané kulturní vrstvě.

Jistou nevýhodou použití jak datování stanovením povrchové expozice, tak stanovením stáří uložení je, že analýza metodou AMS není nedestruktivní a datovaný materiál nebo jeho část se při analýze metodou AMS spotřebuje při přípravě vzorků pro měření (viz kap. 3). Tato nevýhoda je však vyvážena možností datování stáří (až několik milionů let), které jinými metodami nelze docílit.

6. Jiné aplikace

Již od počátku využívání AMS bylo velmi atraktivní datování materiálů mimozemského původu, jako jsou meteority, mikrometeority, kosmický a meziplanetární

prach či vzorky lunárních hornin^{3,4}. Problémem těchto studií je malé množství vzorku, které bývá k dispozici. Naopak, výhodou je, že koncentrace kosmogenních radionuklidů jsou v těchto vzorcích vyšší než v pozemských materiálech v důsledku vyššího toku kosmického záření v kosmu. Navíc v případě použití ¹⁰Be a ²⁶Al lišících se poločasem přeměny, z nichž první vzniká výlučně účinkem GCR, druhý jak účinkem GCR, tak SCR, lze z poměru ¹⁰Be/²⁶Al usuzovat i na stanovení původu mimozemských materiálů z délky expozice mimo naši sluneční soustavu.

Kosmogenní radionuklidy lze také využít pro studium časových změn intenzity kosmického záření jejich stanovením v geologických archivech, jako jsou polární led nebo hlubokomořské sedimenty^{3,4}. Analýzy těchto materiálů také významnou měrou přispěly ke studiu historie klimatických změn na naší planetě.

7. Závěr

Stanovení kosmogenních radionuklidů ¹⁰Be a ²⁶Al metodou AMS doznává ve světě v posledních 30 letech intenzivní rozvoj v metodologii i aplikacích ve více vědních oborech. Lze očekávat, že po vybudování první laboratoře AMS v ČR tomu bude jinak i u nás. Aplikace ve vědách o Zemi, zejména v kvartérní geologii, geomorfologii, při studiu změn klimatu a mimozemských materiálů, v astrofyzice a v neposlední řadě i v archeologii a paleoantropologii jsou velmi atraktivní, protože velmi dlouhé poločasy přeměny uvedených radionuklidů umožňují datování procesů, změn a nálezů v časovém rozpětí, které jsou jinými datovacími metodami nedosažitelné. Další rozvoj AMS v metodické i aplikační oblasti vyžaduje úzkou spolupráci odborníků ve více oborech, hlavně fyziků, chemiků, geologů, archeologů a antropologů.

Tato práce vznikla s finanční podporou Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy České republiky, v projektu OP VVV č. CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_019/0000728 – Výzkum ultrastopových izotopů a jejich využití v sociálních a environmentálních vědách urychlovačovou hmotnostní spektrometrií (RAMSES).

LITERATURA

- Granger D. E., Lifton N. A., Willenbring J. K.: *Geol. Soc. America Bull.* 125, 1379 (2013).
- Nishiizumi K.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B* 223–224, 388 (2004).
- Finkel R. C., Suter M.: *Adv. Anal. Geochem.* 1, 1 (1993).
- Tuniz C., Bird J. R., Fink D., Herzog G. F.: *Accelerator Mass Spectrometry: Ultrasensitive Analysis for Global Science*. CRC Press, Florida 1998.
- Fifield L. K.: *Rep. Prog. Phys.* 62, 1223 (1999).
- Hellborg R., Skog G.: *Mass Spectr. Rev.* 27, 398 (2008).
- Ivy-Ochs S., Kober F.: *Quater. Sci. J.* 57, 179 (2008).
- Akçar N., Ivy-Ochs S., Schlüchter C.: *Quater. Sci. J.* 57, 226 (2008).
- Synal H.-A., Stocker M., Suter M.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 259, 7 (2007).
- Christl M., Vockenhuber C., Kubik P. W., Wacker L., Lachner J., Afimov V., Synal H.-A.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 294, 29 (2013).
- Maxeiner S., Synal H.-A., Christl M., Suter M., Müller A., Vockenhuber C.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 439, 84 (2019).
- Gautschi P., Christl M., Vockenhuber C., Müller A., Maxeiner S., Synal H.-A.: *15th Int. Conf. on Accelerator Mass Spectrometry, November 15th–19th, 2021, ANSTO, Sydney, Australia*, Book of Abstracts, str. 164, <https://ams15sydney.com/wp-content/uploads/2021/11/AMS-15-Full-Abstract-Book-2.pdf>, staženo 4. 12. 2022.
- Scognamiglio G., Klein M., Mous D.: *15th Int. Conf. on Accelerator Mass Spectrometry, November 15th–19th, 2021, ANSTO, Sydney, Australia*, Book of Abstracts, str. 161, <https://ams15sydney.com/wp-content/uploads/2021/11/AMS-15-Full-Abstract-Book-2.pdf>, staženo 4. 12. 2022.
- Fujita N., Miyake M., Matsubara A., Saito-Kukuba Y., Columba E., Klein M., Scognamiglio G., Mous D., Shimada A., Ishimara T.: *15th Int. Conf. on Accelerator Mass Spectrometry, November 15th–19th, 2021, ANSTO, Sydney, Australia*, Book of Abstracts, str. 300, <https://ams15sydney.com/wp-content/uploads/2021/11/AMS-15-Full-Abstract-Book-2.pdf>, staženo 4. 12. 2022.
- Saito-Kokubu Y. a 12 spoluautorů: *15th Int. Conf. on Accelerator Mass Spectrometry, November 15th–19th, 2021, ANSTO, Sydney, Australia*, Book of Abstracts, str. 296, <https://ams15sydney.com/wp-content/uploads/2021/11/AMS-15-Full-Abstract-Book-2.pdf>, staženo 4. 12. 2022.
- Zondervan A., Hauser T. M., Kaiser J., Kitchen R. L., Turnbull J. C., West J. G.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 361, 25 (2015).
- Synal H.-A., De Maria D., Wacker L., Maxeiner S., Herrmann A.: *Low Energy AMS: How to reach 50 kV with 50 kV*. ETH Zürich, Annual Report 2019, Laboratory of Ion Beam Physics. Librum Publishers & Editors, LLC Verlag, Zürich 2020, ISBN-978-3-906897-42-4.
- Kučera J. a 12 spoluautorů: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 527, 29 (2022).
- Carroll B. W., Ostlie D. A.: *An Introduction to Modern Astrophysics*. 2. vyd., Pearson Education, Inc., Upper Saddle River, NJ, USA 2007.
- Morison I.: *Introduction to Astronomy and Cosmology*. John Wiley & Sons, Hoboken 2008.
- Grupe C.: *Astroparticle Physics*. Springer, Berlin 2008.
- Gosse J. C., Philips F. M.: *Quater. Sci. Reviews* 20, 1475 (2001).
- Stone J. O.: *J. Geophys. Res.* 105, 23753 (2000).

24. Balco G., Stone J. O., Lifton N. A., Dunai T. J.: *Quat. Geochronol.* 3, 174 (2008).
25. Marrero S. M., Philips F. M., Borchers B., Lifton N., Aumer R., Balco G.: *Quat. Geochronol.* 31, 160 (2016).
26. Philips F. M. a 21 spoluautorů: *Quat. Geochronol.* 31, 119 (2016).
27. Corbett L. B., Bierman P. R., Rood D. H.: *Quat. Geochronol.* 32, 24 (2016).
28. Kohl C. P., Nishiizumi K.: *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3583 (1992).
29. Mifsud C., Fujioka T., Fink D.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 294, 203 (2013).
30. Merchel S., Gärtner A., Beutner S., Bookhagen B., Chabilan A.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 455, 293 (2019).
31. Ruzkiczay Z., Neuhuber S., Braucher R., Lachner J., Steier P., Wieser A., Braun M., ASTER Team: *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 329, 1523 (2022).
32. Child D., Elliot G., Mifsud C., Smith A. M., Fink D.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 172, 856 (2000).
33. Zhou W., Xian F., Du Y., Kong X., Wu Z.: *J. Geophys. Res. Solid Earth* 119, 191 (2014).
34. Von Blanckenburger F., Hewawasam T., Kubik P. W.: *J. Geophys. Res.* 109, F03008 (2004).
35. Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D. L., Braucher R., Alfimov V., Freeman S. P. H. T., Steier P., Wallner A.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 266, 4921 (2008).
36. Li Z., Zhenkun W., Hong C., Ming L., Guocheng D., Yunchong F., Guoqing Z., Weijian Z.: *Radiocarbon* 58, 193 (2016).
37. Binnie S. A., Dunai T. J., Voronina E., Goral T., Heinze S., Dewald A.: *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B* 361, 397 (2015).
38. Beck J. W., Zhou W., Li C., Wu Z., White L., Xian F., Kong F., An Z.: *Science* 360, 877 (2018).
39. Dehnert A., Schlüchter C.: *Quater. Sci. J.* 57, 210 (2008).
40. Dunai T. J., Gonzales Lopes G. A., Juez-Larre J.: *Geology* 33, 321 (2005).
41. Knudsen M. F., Nørgaard J., Grischott R., Kober F., Egholm D. L., Hansen T. M., Jansen J. D.: *Earth Planet. Sci. Lett.* 549, 116491 (2020).
42. Erlanger E., Granger D. E., Gibbon R. J.: *Geology* 40, 1019 (2012).
43. Granger D. E., v knize: *Treatise on Geochemistry* (Holland, H. D., Turekian K. K., ed.), 2. vyd., str. 81–97, Elsevier, Oxford 2014.
44. Ivy-Ochs S., Wüst R., Kubik P. W., Müller-Beck H., Schlüchter C.: *Radiocarbon* 43, 759 (2001).
45. Carbonell F. a 29 spoluautorů: *Nature* 452, 465 (2008).
46. Shen G. J., Gao B., Granger D. E.: *Nature* 458, 198 (2009).
47. Granger D. E., Gibbon R. J., Kuman K., Clarke R. J., Bruxelles L., Caffee M. W.: *Nature* 522, 85 (2015).

J. Kučera^a, J. Kameník^a, R. Garba^{a,b}, and Pavel P. Povinec^c (^a*Nuclear Physics Institute, Czech Academy of Sciences, Husinec-Řež, Czech Republic*, ^b*Institute of Archaeology, Prague, Czech Academy of Sciences, Czech Republic*, ^c*Faculty of Mathematics, Physics and Informatics, Comenius University, Bratislava, Slovakia*): **Methodology and Applications of the Determination of Cosmogenic Radionuclides ¹⁰Be and ²⁶Al by Accelerator Mass Spectrometry**

The measurement of cosmogenic radionuclides ¹⁰Be and ²⁶Al by accelerator mass spectrometry (AMS) has become an invaluable tool for dating events and processes in Quaternary geochronology, and in archaeology and paleoanthropology. Here we present an overview of the current state of research by providing the theoretical and methodological background and describe processes of sample preparation and measurement by AMS. We also summarize the main geochronology calculation models for exposure and burial dating for the above applications and analysis of extra-terrestrial materials.

Keywords: accelerator mass spectrometry, cosmogenic radionuclides, ¹⁰Be, ²⁶Al, dating, earth sciences, archaeology

Acknowledgement

This work was supported by the Ministry of Education, Youth and Sports of the Czech Republic (MEYS) within project No. CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_019/0000728 – Ultra-trace isotope research in social and environmental studies using accelerator mass spectrometry (RAMSES).