

Tomasz GOSLAR

Mieczysław F. PAZDUR

Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej  
w Gliwicach $^{10}\text{Be}$ : JEGO POZNANIE I ZASTOSOWANIA

**Streszczenie.** W artykule przedstawiono współczesny stan wiedzy w zakresie badań podstawowych i zastosowań kosmogennego izotopu  $^{10}\text{Be}$ . Dzięki wartości czasu połowicznego zaniku, wynoszącej ok.  $1.5 \cdot 10^6$  lat izotop ten budzi szczególne zainteresowanie w geochronologii, gdyż może wypełnić lukę między metodą radiowęglową a metodami K/Ar, Rb/Sr itp. Opisano metody detekcji i pomiary przekrojów czynnych na produkcję  $^{10}\text{Be}$  w różnych reakcjach oraz omówiono mechanizmy naturalnej produkcji  $^{10}\text{Be}$  w przyrodzie. Przedyskutowano zastosowanie  $^{10}\text{Be}$  w badaniach osadów morskich, lodu arktycznego i meteorytów.

## 1. WSTĘP

Pod wpływem promieniowania kosmicznego w atmosferze powstają radioaktywne izotopy berylu:  $^7\text{Be}$  i  $^{10}\text{Be}$ .  $^7\text{Be}$  przekształca się drogą wychwytu K w  $^7\text{Li}$ , przy czym ok. 12% przemian zachodzi na poziom wzbudzony 477 keV, a przejściu stąd do stanu podstawowego towarzyszy emisja  $\gamma$ . Okres połowicznego rozpadu  $^7\text{Be}$  wynosi ok. 53 dni.  $^{10}\text{B}$  jest czystym źródłem  $\beta$ ; maksymalna energia w widmie  $E_{\text{max}} = 555$  keV. Okres połowicznego rozpadu jest tu rzędu  $10^6$  lat [1].

$^{10}\text{Be}$  jest jedynym z długo żyjących izotopów, które mogą być wytworzone z dwóch najbardziej obfitych pierwiastków atmosfery - tlenu i azotu. Po wytrąceniu z atmosfery jest on magazynowany w geochemicznych rezerwuarach, takich jak osady morskie lub lód polarny. Jeśli osady te nie podlegały zaburzeniom, koncentracja  $^{10}\text{Be}$  może dostarczać "zapisu" powstawania osadów w przeszłości aż do wielu milionów lat wstecz. Z drugiej strony, jeśli uda się zmierzyć wiek osadu inną metodą,  $^{10}\text{Be}$  może być użyty jako wskaźnik zmian w natężeniu promieniowania kosmicznego.

$^{10}\text{Be}$  wraz z  $^{26}\text{Al}$  może być także pożyteczny w badaniu meteorytów. Są to jedyne długo żyjące izotopy powstające w krzemie, tlenie i magnezie - najbardziej obfitych składnikach meteorytów. W związku z różnymi szybkościami tworzenia  $^{10}\text{Be}$  i  $^{26}\text{Al}$  w tym materiale i w atmosferze możliwe jest użycie tych izotopów przy oszacowaniu stopnia osadzenia na powierzchni Ziemi materiału pochodzenia obcego.

Aby w pełni wykorzystać powyższe możliwości, konieczna jest znajomość okresu połowicznego rozpadu  $^{10}\text{Be}$  i szybkości tworzenia  $^{10}\text{Be}$  z różnych pierwiastków.

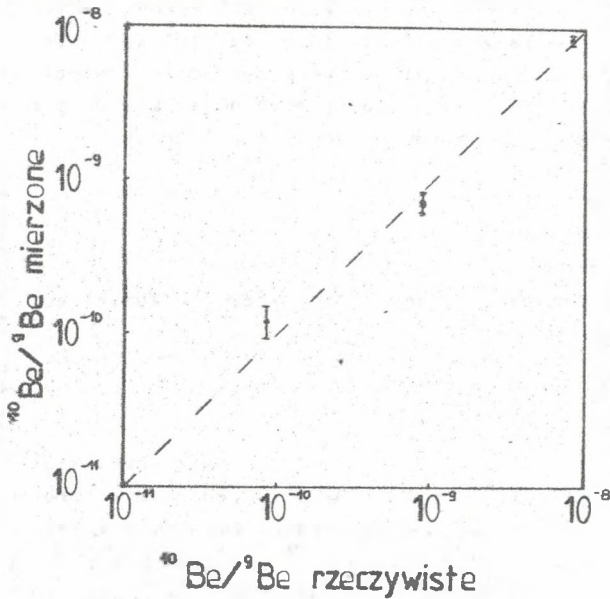
## 2. METODY DETEKCJI $^{10}\text{Be}$

Pierwsza, tzw. radiochemiczna metoda pomiaru ilości  $^{10}\text{Be}$  polegała na bezpośrednim pomiarze jego aktywności w liczniku gazowym  $\beta$ . Aktywności te są bardzo niskie i konieczne jest stosowanie liczników o minimalnym tle. Najlepsze liczniki pozwalają obecnie na detekcję ilości  $\sim 10^{10}$  atomów  $^{10}\text{Be}$  [2].

Innym sposobem jest stosowana od 1972 r. przez Raisbecks i Yiu [3] metoda separacji izotopów. Jony  $\text{BeCl}^+$  są tu zbierane na foliach Al, przy czym na pozycji odpowiadającej  $^7\text{BeCl}^+$  folia ma kształt umożliwiający bezpośredni pomiar aktywności w licznikiem scyntylicyjnym, a aktywność folii zawierającej  $^{10}\text{BeCl}^+$  wyznacza się przy użyciu licznika gazowego. Jedną z głównych niedoskonałości tej metody jest zanieczyszczenie folii zawierającej  $^{10}\text{BeCl}^+$  przez jony  $^7\text{Be}^{19}\text{F}_2^+$  powstającego wskutek niedostatecznej czystości  $\text{CCl}_4$  przepływającego przez separator. W obu powyższych metodach konieczna jest poza tym znajomość okresu połowicznego rozpadu  $^{10}\text{Be}$ .

Zastosowanie spektrometru masowego do określenia ilości  $^{10}\text{Be}$  Yiu [4]) pozwala nie brać pod uwagę wartości  $T_{1/2}$ , wadą jednak tej metody jest interferencja z cząstkami o bardzo podobnej masie (np.  $^{10}\text{B}$ ) lub z ogonami pochodzącymi od pików bardziej obfitych izotopów, bądź cząstek stabilnych.

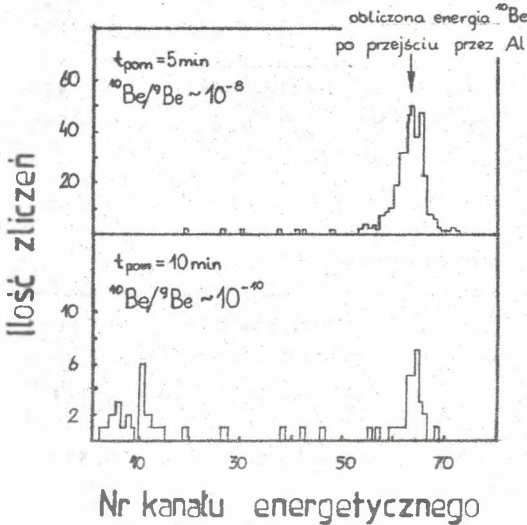
Trudności te pozwoliła ominąć metoda akceleratorowa. Pierwszą pracę dotyczącą takich pomiarów zawartości izotopów opublikował Müller [5]. Do pomiarów zawartości  $^{10}\text{Be}$  metodę tę zastosowali Raisbeck i Yiu [6]. Wykonali oni pomiary na próbkach  $\text{BeO}$  spreparowanych ze zmieszanych roztworów wodnych o znanych zawartościach  $^{10}\text{Be}$  i  $^9\text{Be}$  (w stosunku  $\sim 10^{-8} + 10^{-10}$ ). Płytka ze spiekanej proszku  $\text{BeO}$  była mocowana tak, że jony ze źródła neonowego trafiały w nią, wybijając jony berylu. Jony  $^{20}\text{Ne}^{4+}$  służyły do pierwotnego dostrojenia cyklotronu. Natężenie prądu jonów  $^9\text{Be}^{2+}$  było  $\sim 100$  nA, energia wyjściowa  $\sim 30$  MeV, a czas pojedynczego pomiaru - 10 min. Przełączenie pomiędzy  $^9\text{Be}$  a  $^{10}\text{Be}$  odbywało się przez zmianę częstości pola elektrycznego. Optymalizacji parametrów dokonywano dzięki strumieniowi  $^{10}\text{B}$  o intensywności  $\sim 10^6$ /s. Ostatnią poprawką była zmiana pola głównego w stosunku odpowiadającym różnicy mas  $^{10}\text{Be}$  i  $^{10}\text{B}$  ( $6 \times 10^{-5}$ ). Zmierzona zdolność rozdzielcza wyniosła  $1.1 \times 10^{-6}$  FWHM, co nie daje całkowitego oddzielenia od  $^{10}\text{B}$ , jednak likwiduje interferencję od  $^{20}\text{Ne}^{4+}$ . Jony  $^{10}\text{Be}$  były zliczane w detektorze  $\text{Si}(\text{Li})$  montowanym wewnątrz komory reakcyjnej. Osobno zliczano jony  $^9\text{Be}$ . W celu oddzielenia  $^{10}\text{Be}$  od  $^{10}\text{B}$  stosowano filtr z ok. 13  $\text{mg}/\text{cm}^2$  folii Al absorbującej cały bor. Uzyskane wyniki przedstawia ryc.1.



Rys. 1. Wyniki akceleratorowych pomiarów zawartości <sup>10</sup>Be [6]

Autorzy zalecili na przyszłość wykonywanie pomiarów względem standardu. Nie wykonano tu pomiaru dla próbki nie zawierającej <sup>10</sup>Be, nie można więc dokładnie określić czułości metody. Jednak biorąc pod uwagę minimalny użyty stosunek <sup>10</sup>Be/<sup>9</sup>Be = 8.5 × 10<sup>-11</sup> i fakt, że zużyto ok. 1 mg próbki

można szacować, że zawartość <sup>10</sup>Be wynosiła ok. 2 × 10<sup>9</sup> atomów. Niskie tło (rys. 2) wskazuje jednak, że granicę tę można przesunąć o 1-2 rzędy wielkości, a zastosowanie teleskopu ΔE/Δx,E zamiast folii Al może pozwolić na osiągnięcie czułości ~ 10<sup>7</sup> atomów <sup>10</sup>Be. Jest to o 3 rzędy mniej niż dla najlepszych liczników [2]. Nawet jednak czułość ~ 10<sup>9</sup> atomów daje możliwość badania starszych próbek bądź zmniejszenia wymaganej ilości próbki. I tak np. szacuje się, że w profilu osadu oceanicznego o średnicy 10 cm pomiary ze zdolnością rozdzielczą 10<sup>3</sup> lat będą moż-



Rys. 2. Rejestrowane detektorem Si(Li) widma energii cząstek z cyklotronu, ustawionego na <sup>10</sup>Be<sup>2+</sup> [6]

liwie do  $8 \cdot 10^6$  lat wstecz. Natomiast dla lodów arktycznych, wobec faktu, że najgłębsze profile dają niezaburzony zapis do ok.  $10^5$  lat wstecz uzyskana rozdzielczość byłaby  $\sim 20$  lat. W pierwszym przykładzie metoda  $^{10}\text{Be}$  może być pomocna w badaniach zmian pola geomagnetycznego, a w drugim - zmian aktywności Słońca (wobec jej wpływu na produkcję  $^{10}\text{Be}$ ).

### 3. CZAS POŁOWICZNEGO ZANIKU

Do roku 1972 powszechnie przyjmowano za okres połowicznego rozpadu  $^{10}\text{Be}$  wartość:

$$T_{1/2} = (2.7 \pm 0.4) \times 10^6 \text{ lat}$$

wyznaczoną jeszcze przed 1952 r. [1]. W 1972 r. Raisbeck i Yiou [7] badali przekroje czynne reakcji  $^{12}\text{C}(p,3p)^{10}\text{Be}$  przy energiach protonów 150 i 600 MeV. Stosunek ilości (H) powstałych jąder  $^7\text{Be}$  i  $^{10}\text{Be}$  mierzono w spektrometrze masowym. Stąd  $\frac{G(10)}{G(7)} = \eta \frac{H(10)}{H(7)} e^{-\lambda t}$ , gdzie  $\eta$  - czynnik związany ze spektrometrem;  $e^{-\lambda t}$  - poprawka na rozpad  $^7\text{Be}$ . Dla tych samych reakcji przekroje czynne wyznaczone również przy użyciu separatora izotopów. W tym przypadku  $\frac{G(10)}{G(7)} = \frac{A(10) T(10)}{A(7) T(7)}$ , gdzie A i T oznaczają odpowiednio aktywności i czasy połowicznego zaniku. Zakładając oczywistą niezależność stosunku  $\frac{G(10)}{G(7)}$  od metody pomiaru i przyjmując  $T(7) = 53.5$  dni wyznaczono  $T(10)$  (tabela 1). Zgodność obu wyników jest bardzo dobra, mimo wyraźnej różnicy dla  $\frac{H(10)}{H(7)}$ . Autorzy przyjęli, że:

$$T_{1/2}(^{10}\text{Be}) = (1.5 \pm 0.3) \times 10^6 \text{ lat}$$

Wartość ta uznawana jest do dzisiaj za poprawną. Na podstawie literatury należy przypuszczać, że w późniejszych latach pomiarów  $T_{1/2}$  nie wykonywano.

Tabela 1

Pomiary okresu połowicznego rozpadu  $^{10}\text{Be}$

$E_p$ [MeV]	$\frac{H(10)}{H(7)}$	$A(10)$ [ $10^{-3}$ dps]	$A(7)$ [ $10^6$ dps]	$T(10)$ [ $10^6$ lat]
150	$0.070 \pm 0.007$	$8.6 \pm 0.8$	$1.02 \pm 0.05$	$1.6 \pm 0.3$
600	$0.21 \pm 0.02$	$29 \pm 3$	$1.06 \pm 0.05$	$1.5 \pm 0.3$

## 4. PRZEKROJE CZYNNE

Pierwsze pomiary przekrojów czynnych reakcji dających <sup>10</sup>Be wykonali w 1964 r. Honda i Lal [8]. Odpowiednią tarczę bombardowano tu protonami o energiach 730 i 220 MeV, po czym zawartości <sup>7</sup>Be i <sup>10</sup>Be wyznaczono mierząc ich aktywności odpowiednio kryształem NaJ i gazowym licznikiem β. Okazało się jednak, że duża początkowa aktywność <sup>7</sup>Be przesłaniała aktywność <sup>10</sup>Be i należało odczekać kilkanaście miesięcy do całkowitego zaniku promieniotwarcia <sup>7</sup>Be. Otrzymane wyniki przedstawia tabela 2 (pomiar 6(7) wykonano wcześniej inną metodą). Względny przekrój czynny dla węgla jest wyraźnie mniejszy niż dla Fe i CN<sub>3</sub>O. Reakcja <sup>12</sup>C(p,3p)<sup>10</sup>Be jest mniej prawdopodobna niż <sup>14</sup>N(p,4pn)<sup>10</sup>Be lub <sup>16</sup>O(p,5p2n)<sup>10</sup>Be.

Tabela 2  
Pierwsze pomiary przekrojów czynnych reakcji dających <sup>10</sup>Be

Tarcza	Fe(1)	Fe(2)	C	CN <sub>3</sub> O
E <sub>p</sub> [MeV]	730	730	220	220
$\frac{6(10)}{6(7)}$	0.39 ± 0.08	0.40 ± 0.11	0.21 ± 0.06	0.4 ± <sup>+</sup> 0.2
σ(10) [mb]	1.1 ± 0.3	1.2 ± 0.4	1.8 ± 0.6	4 ± 2

Yiou [4] badał metodą spektrometrii masowej przekroje czynne reakcji protonów o energiach 150 i 600 MeV z jądrami tlenu uzyskując wartości  $\frac{6(10)}{6(7)}$  o rząd wielkości mniejsze niż szacowane z pomiarów dla CN<sub>3</sub>O [8]. Fontes i in. [10] mierzyli tą samą metodą przekroje czynne dla węgla i protonów o energiach 150 i 600 MeV uzyskując dla  $\frac{6(10)}{6(7)}$  odpowiednio 0.09 ± 0.01 i 0.25 ± 0.02. Jung i in. [11] zmierzili przekroje czynne reakcji <sup>12</sup>C i <sup>14</sup>N z cząstkami o energii 90 MeV. Ich wyniki, wynoszące odpowiednio 1.5 ± 0.6 mb i 9.2 ± 2.7 mb, nie mają większego znaczenia dla problemu produkcji <sup>10</sup>Be w atmosferze. Amin i in. [12] przeprowadzili pomiary dla tlenu metodą podobną do opisanej w [8]. Otrzymane wartości są 3-4 razy większe niż wyznaczone przez Yiou [4]. W 1972 r. Raisbeck i Yiou [3] przedstawili wyniki pomiarów przekrojów czynnych dla Mg, Si i N oraz przeprowadzili dyskusję wcześniejszych pomiarów przekrojów czynnych. W swoich pomiarach stosowali metodę separacji izotopów, która nie wymaga długiego czasu oczekiwania na rozpadnięcie <sup>7</sup>Be. Autorzy doszli do wniosku że rozbieżności pomiędzy wynikami otrzymanymi metodą radiochemiczną a metodami spektrometrii lub separacji izotopów wynikły z przyjęcia niewłaściwej wartości T<sub>1/2</sub>(<sup>10</sup>Be) (2.7 zamiast 1.5 mln lat), fałszującej wyniki

radiochemiczne. Pierwotnie uzyskane i poprawione przez nich wartości stosunku  $\frac{6(10)}{6(7)}$  przedstawia tabela 3.

Tabela 3

Przekroje czynne reakcji na tworzenie  $^{10}\text{Be}$

Tarcza	$E_p$ [MeV]	Metoda	$\frac{6(10)}{6(7)}$ opublikowane	$\frac{6(10)}{6(7)}$ poprawione	Literatura
C	220	a	$0.21 \pm 0.06$	$0.12 \pm 0.04$	[8]
C	150	b	$0.09 \pm 0.01$		[10]
C	600	b	$0.25 \pm 0.02$		[10]
C	(220) <sup>1</sup>	b		$(0.14 \pm 0.03)$	[10]
CN <sub>3</sub> O	220	a	$0.4 \pm 0.2$	$0.24 \pm 0.13$	[8]
N	220	a		$0.38 \pm 0.20^2$	[8]
N	150	c	$0.10 \pm 0.03^3$		[3]
N	600	c	$0.18 \pm 0.06^3$		[3]
N	(220)	c		$(0.12 \pm 0.04)^3$	[3]
O	135	a	$0.19 \pm 0.01$	$0.11 \pm 0.02$	[12]
O	550	a	$0.32 \pm 0.02$	$0.18 \pm 0.04$	[12]
O	150	b	$0.07 \pm 0.02$		[4]
O	600	b	$0.09 \pm 0.03$		[4]
				$6(10)$ [mb]	
Mg	600	c	$0.19 \pm 0.04$	$1.3 \pm 0.4$	[3]
Si	600	c	$0.13 \pm 0.05$	$0.7 \pm 0.3$	[3]
VN	600	c	$0.20 \pm 0.05$		[3]
VN	150	c	$0.11 \pm 0.03$		[3]

<sup>1</sup> wartości w nawiasach wyznaczone przez ekstrapolację do odpowiedniej energii;

<sup>2</sup> azacowane z CN<sub>3</sub>O;

<sup>3</sup> azacowane z VN;

a - radiochemiczna; b - metoda spektrometrii masowej; c - metoda separacji izotopów.

## 5. PRODUKCJA $^{10}\text{Be}$

### 5.1. $^{10}\text{Be}$ w materiale księżycowym i meteorytach

Początkowo sądzono, że za tworzenie  $^{10}\text{Be}$  w tych materiałach odpowiedzialny jest głównie tlen, gdyż jego masa najmniej się różni od masy berylu. Co więcej, brak zgodności między zawartością  $^{10}\text{Be}$  znalezionej w

meteorytach a obliczoną z małych przekrojów czynnych dla tlenu był argumentem wysuwany przeciwko prawdziwości przekrojów czynnych. Raisbeck i Yiu [3] zasugerowali, że założenie to nie musi być słuszne, gdyż:

- w produkcji  $^{10}\text{Be}$  oprócz pierwotnych protonów mogą mieć udział cząstki wtórne, np. wysokoenergetyczne neutrony;
- $^{10}\text{Be}$  może być tworzony z innych jąder, np. Mg, Si, Fe.

Dla protonów o energii 600 MeV przekroje czynne w Si i Mg są praktycznie takie same jak w O. Dla wyższych energii ich wartości prawdopodobnie rosną i mogą być 1.5-2 razy większe niż w tlenie. Udział neutronów w produkcji  $^{10}\text{Be}$  nie był dotychczas badany.

### 5.2. $^{10}\text{Be}$ w pyłe kosmicznym

Ponieważ cząstki pyłu kosmicznego są drobne ( $0.1\pm 1000\ \mu\text{m}$ ), udział cząstek wtórnych w tworzeniu  $^{10}\text{Be}$  jest tu, w przeciwieństwie do meteorytów, mały. Tak więc  $^{10}\text{Be}$  rzeczywiście odzwierciedla procesy produkcji pod wpływem protonów pochodzenia galaktycznego lub słonecznego. Trudności stwarza ucieczka atomów  $^{10}\text{Be}$  z małych cząstek pyłu związana z efektem odrzutu. Przy szacowanej średniej energii odrzutu  $\sim 5$  MeV zasięg atomów  $^{10}\text{Be}$  w materiale pyłu kosmicznego wynosi bowiem ok. 8  $\mu\text{m}$ . Zmniejszenie ilości  $^{10}\text{Be}$  polepszałoby, na szczęście, możliwość rozróżnienia pyłu kosmicznego i materiału ziemskiego w oparciu o stosunek  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ .

### 5.3. $^{10}\text{Be}$ w atmosferze

Strumień protonów wysokiej energii, oddziałując ze składnikami atmosfery, daje szereg wtórnych cząstek. Ich średnia droga swobodna jest w porównaniu z grubością atmosfery mała, tak więc tworzy się pewien stan równowagi, w którym widma energetyczne cząstek nie zależą od wysokości. Ponieważ neutrony oddziałują głównie przez reakcje jądrowe, podczas gdy cząstki naładowane są hamowane w procesie jonizacji, w stanie ustalonym w strumieniu cząstek dominują neutrony o energiach  $< 500$  MeV. Ponieważ azot stanowi prawie 80% atmosfery, głównym procesem, w którym powstaje  $^{10}\text{Be}$ , jest reakcja neutronów średniej energii ( $50\pm 500$  MeV) z jądrami azotu. Przekroje czynne na reakcje z neutronami nie były dotychczas mierzone.

Na podstawie pomiarów Hondy i Lala [8] Lal i Petera [13] teoretycznie określili stosunek całkowitej produkcji  $\frac{^{10}\text{Be}}{^{7}\text{Be}}$  w atmosferze jako  $\sim 0.5$ , co daje  $4.5 \times 10^{-2} \frac{\text{at}}{\text{cm}^2 \times \text{s}}$   $^{10}\text{Be}$ . Pomiar koncentracji  $^{10}\text{Be}$  w osadach morskich łącznie z niezależnymi określeniami szybkości osadzania pozwoliły Aminowi [14] określić stosunek produkcji  $\frac{^{10}\text{Be}}{^{7}\text{Be}}$  jako  $\sim 0.3$ . Różnica może tu wynikać z nieuwzględnienia w [13] reakcji  $^{14}\text{N}(n,3p2n)^{10}\text{Be}$ , która może mieć zupełnie inny przekrój czynny niż reakcja  $^{16}\text{O}(p,5p2n)^{10}\text{Be}$ . Wynik Amina uzyskano jednak przy użyciu błędnej wartości  $T_{1/2}$ . Poprawiony przez Rais-

becka i Yiu [3] stosunek produkcji  $\frac{^{10}\text{Be}}{7\text{Be}}$  wynosi  $\sim 0.2$ . Odpowiadająca mu szybkość produkcji  $-(1.8 \times 10^{-2} \text{ at } \frac{^{10}\text{Be}}{\text{cm}^2 \times 2})$  jest później cytowana w pracy Amina [15]. Najnowszą wartość podaje Somayaajulu [16]  $- 1.5 \times 10^{-2} \text{ at } \frac{^{10}\text{Be}}{\text{cm}^2 \times \text{s}}$ . Ponieważ nie są one zgodne z obliczeniami wynikającymi z reakcji  $p \rightarrow n$ , na ich potwierdzenie trzeba poczekać do zmierzenia przekrojów czynnych reakcji  $n \rightarrow n$ .

Problem szybkości produkcji  $^{10}\text{Be}$  w atmosferze jest ważny z punktu widzenia określenia stopnia osadzenia materiału pochodzenia kosmicznego na Ziemi. I tak np. Lal i Venkatavaradan [17], używając wczesnych określeń stosunku  $\frac{^{10}\text{Be}}{7\text{Be}}$ , wyznaczyli z pomiarów  $\frac{^{26}\text{Al}}{^{10}\text{Be}}$  szybkość osadzenia  $10^{-6}-10^{-7}$  kg materiału kosmicznego dziennie. Yokohama [18], przyjmując znacznie mniejsze, zmierzone spektrometrycznie przekroje czynne, stwierdził na podstawie własnego oszacowania szybkości produkcji  $^{10}\text{Be}$ , że nie ma wyraźnych dowodów na przyływ wyżej wymienionego materiału. Do wyjaśnienia tej kontrowersji również wymagane są pomiary z neutronami

## 6. BADANIA OSADÓW MORSKICH I LODÓW ARKTYCZNYCH PRZY UŻYCIU $^{10}\text{Be}$

Obecność  $^{10}\text{Be}$  w osadach oceanicznych została po raz pierwszy stwierdzona przez Arnolda [19] i Goła i in. [20] w latach 1956-57. W badaniach osadów morskich  $^{10}\text{Be}$  był stosowany po raz pierwszy przez Amina [21, 22]. Jednak dopiero w 1975 r. podjął Amin badania [15] porównujące wyniki uzyskane metodą  $^{10}\text{Be}$  z metodami  $\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$  i geomagnetyczną. Zbadano 5 profili z dna Pacyfiku i Oceanu Indyjskiego. Z każdego profilu pobrano po kilka próbek. Szybkości osadzenia obliczono wykorzystując ogólny związek:

$$C_x(t) = \frac{P_x(t)}{S_x(t)} \exp\left(-\frac{\lambda x}{S_x(t)}\right), \quad (1)$$

gdzie:

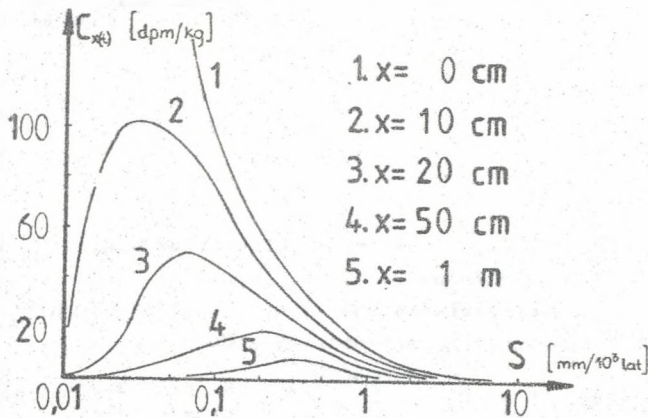
- $C_x(t)$  - koncentracja  $^{10}\text{Be}$  na głębokości  $x$ , osadzonego  $t$  lat wstecz;
- $P_x(t)$  - szybkość wytrącania atomów  $^{10}\text{Be}$  z atmosfery;
- $S_x(t)$  - szybkość sedymentacji na dnie oceanu;
- $\lambda$  - stała rozpadu  $^{10}\text{Be}$ .

w postaci uproszczonej przez założenie stałości  $P$  i  $S$  w czasie:

$$C_x(t) = \frac{P}{S} \exp\left[-\frac{\lambda x}{S}\right]. \quad (1a)$$

Zależność 1a przedstawiono graficznie na rys. 3. Przyjęto tu, że  $P = 1.8 \times 10^{-2} \text{ at } \frac{^{10}\text{Be}}{\text{cm}^2 \times \text{s}}$ . Wyznaczone z pomiarów  $^{10}\text{Be}$ , z metody  $\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}}$  i metody





Rys. 3. Zależność koncentracji  $^{10}\text{Be}$  ( $C$ ) od szybkości osadzenia ( $S$ ) dla różnych głębokości pod powierzchnią ziemi ( $x$ ) [15]

geomagnetycznej wartości szybkości akumulacji są zgodne dla 4 profili. Niezgodność wyników dla piątego profilu przypisuje się raczej błędowi metody torowej. Szybkość sedymentacji  $S$  waha się w granicach  $1 \frac{\text{mm}}{1000 \text{ lat}}$ .

Pierwszym zastosowaniem cyklotronowej metody detekcji  $^{10}\text{Be}$  były pomiary Raisbecka i in. [23] koncentracji  $^{10}\text{Be}$  w lodzie antarktycznym. Użyto tu ok.  $10 \text{ dm}^3$  lodu, podczas gdy jedyny wcześniejjszy pomiar dla lodu z Grenlandii McCorkell i in. [24] wymagał  $10^6 \text{ dm}^3$  lodu. Roztopiony lód przeprowadzany był przez żywicę wymieniającą kationy. W laboratorium przeprowadzono ekstrakcję Be dodając  $4 \text{ mg } ^7\text{Be}$  jako nośnika. Średnia z dwóch pomiarów zawartość  $^{10}\text{Be}$  w lodzie wynosi  $2.6 \times 10^{-4} \frac{\text{at } ^{10}\text{Be}}{1 \text{ g lodu}}$ .

Metodę cyklotronową zastosowano również w pracy Raisbecka i in. [25] dotyczącej czasu przebywania ( $\tau$ ) i rozkładu przestrzennego  $^{10}\text{Be}$  w oceanie. Jedną z pierwszych na ten temat jest praca Merilla i in. [26]. Stwierdzono w niej, że czas przebywania  $^9\text{Be}$  w oceanie jest rzędu wielu setek lat, i sugerowano, że podobnie jest dla  $^{10}\text{Be}$ . Yokohama i in. [27] wykazali, że czas ten jest w rzeczywistości o rząd wielkości dłuższy. Znajomość  $\tau$  jest ważna np. w badaniach zmian w produkcji  $^{10}\text{Be}$  (zmiany szybsze nie będą wyraźnie widoczne w osadach). Dla rozkładu przestrzennego ważne jest, że dopływ  $^{10}\text{Be}$  do oceanu nie jest jednorodny (zależy np. od szerokości geograficznej), jednak w warstwie powierzchniowej oceanu zachodzi wyrównywanie koncentracji  $^{10}\text{Be}$ . Czas przebywania w tej warstwie  $\tau_s$  określa stopień tłumienia niejednorodności w rozkładzie przestrzennym  $^{10}\text{Be}$ . Zbadane w pracy [25] dwie próbki wody dały wartość średniej koncentracji  $^{10}\text{Be}$  w powierzchniowej warstwie oceanu -  $740 \frac{\text{at}}{\text{g}}$ . Początkowo obliczono, że 600 lat jest górną granicą  $\tau$ , jeśli jednak weźmie się pod uwagę możliwość zmniejszenia powierzchniowej koncentracji  $^{10}\text{Be}$  w wyniku aktywności biologicznej, tzw. zmiatanie, zawartość  $^{10}\text{Be}$  (a więc i  $\tau$ ) w głębokich wodach może

być o wiele większe. Autorzy zaproponowali prosty model pudełkowy prowadzący do wzoru:

$$\tau_s = \frac{C_s h}{Q + wC_d} \quad (2)$$

gdzie:

$C_s, C_d$  - koncentracje  $^{10}\text{Be}$  na powierzchni i w głębi oceanu;

$Q$  - dopływ  $^{10}\text{Be}$  do oceanu;

$w$  - szybkość przemieszczania mas wodnych z głębi na powierzchnię;

$h$  - głębokość powierzchniowej warstwy wody.

Przyjmując  $C = 740 \frac{\text{at}}{\text{g}}$ ,  $h = 100 \text{ m}$ ,  $Q = 1.5 \times 10^{-2} \frac{\text{at}}{\text{cm}^2 \text{xs}}$  [16] i zaniedbując drugi składnik w mianowniku otrzymuje się  $\tau_s = 16 \text{ lat}$ . Wynik ten jest

porównywalny z czasem całkowitego mieszania wody w warstwie powierzchniowej, co wskazywałoby, że zmieszanie nie zachodzi. Słuszne byłoby wówczas założenie, że koncentracja  $^{10}\text{Be}$  w głębi oceanu nie jest większa od koncentracji powierzchniowej. Jeśli jednak weźmiemy pod uwagę typową wartość

" $w$ " w Pacyfiku -  $4 \frac{\text{m}}{\text{rok}}$  [28] i dodatkowo przyjmiemy, że koncentracja  $^{10}\text{Be}$  w głębi oceanu jest 10 razy większa od powierzchniowej (co daje  $\tau \sim 6000$

lat), uzyskamy  $\tau_s = 2 \text{ lata}$ . Ten czas byłby w rzeczywistości czasem przebywania  $^{10}\text{Be}$  w warstwie powierzchniowej wody ze względu na zmieszanie. Autorzy wymieniają dodatkową przesłankę na to, że zmieszanie faktycznie zachodzi. Z porównania koncentracji  $^{10}\text{Be}$  w wytrąconym do oceanu materiale

o  $5000 \frac{\text{at}}{\text{g}}$  ( $1.5 \times 10^{-2} \frac{\text{at}}{\text{cm}^2 \text{xs}} \times 100 \frac{\text{cm}}{\text{rok}}$ ), zmierzonej koncentracji w lodzie antarktycznym  $20000 \frac{\text{at}}{\text{g}}$  [25] (podobną wartość wyznaczono w [24]) i wartości

$60000 \frac{\text{at}}{\text{g}}$  zmierzonej dla wody deszczowej (nie opublikowane) wynika, że

musi istnieć proces usuwający  $^{10}\text{Be}$  z wody powierzchniowej w czasie krótszym niż ogólny czas przebywania wody w tej warstwie. Autorzy podkreślają,

że 16 lat jest w rzeczywistości całkowitym czasem przebywania atomów  $^{10}\text{Be}$  w warstwie powierzchniowej i on powinien decydować o stopniu wymieszania

tego izotopu. Wartość ta nie jest jednak zupełnie pewna i istnieje potrzeba wykonania większej ilości pomiarów.

Ostatnio Reisbeck i Yiou [29] wskazali na możliwość zastosowania pomiarów  $^{10}\text{Be}$  do badania zmian w promieniowaniu kosmicznym pod kątem zastosowania przy ustaleniu absolutnej radiowęglowej skali czasu. Jest to

obiecujące głównie z uwagi na fakt, że  $^{10}\text{Be}$  jest szybko wytrącany z atmosfery ( $\sim 1 \text{ rok}$ ) do rezerwuarów geochemicznych i może dać dokładne dane o

produkcji kosmogennej. Autorzy wziankuje, że została już wykonana pewna ilość pomiarów.

## LITERATURA

- Kernstrahlung in der geophysik (red. H. Israel, A. Krebs), Springer-Verlag Berlin-Göttingen-Heidelberg (1962) tłum. ros. Moskwa (1964).
- Tanaka S., Inoue T., Imamura M., Earth Planet. Sci. Lett. 37 (1977) 55.
- Raisbeck G.M., Yiou F., Phys. Rev. C 9 (1974) 1385.
- Yiou F., Ann. Phys. Paris 3 (1968) 169.
- Müller R.A., Science 196 (1977) 489.
- Raisbeck G.M., Yiou F., Fruneau M., Loiseaux J.M., Science 202(1978) 215.
- Yiou F., Raisbeck G.M., Phys. Rev. Lett. 29 (1972) 372.
- Honda M., Lal D., Nucl. Phys. 51 (1964) 363.
- Honda M., Lal D., Phys. Rev. 118 (1960) 1618.
- Fontes P., Perron C., Lestrinquez J., Yiou F., Bernas R., Nucl. Phys. A165 (1971) 405.
- Jung M., Jacquot C., Baixeras-Aiguabella C., Schmitt R., Braun H., Girardin L., Phys. Rev. 188(1969) 1517.
- Amin B.S., Biswas S., Lal D., Somayajulu B.L.K., Nucl. Phys. A195 (1972) 311.
- Lal D., Petera B., "Handbuch der Physik" (wyd. K. Sitte) 46/2 Springer Berlin (1967) 551.
- Amin B.S., M.Sc. thesis, University of Bombay, Bombay, India (1970).
- Amin B.S., Lal D., Somayajulu B.L.K., Geochim. Cosmochim. Acta 39 (1975) 1187.
- Somayajulu B.L.K., *ibid.* 41 (1977) 908.
- Lal D., Venkatavaradan V.S., Science 151 (1966) 1381; Earth Planet. Sci. Lett. 3 (1967) 299.
- Yokohama Y., Nature 216 (1967) 569.
- Arnold J.R., Science 124 (1956) 584.
- Goel P.S., Kharkar D.P., Lal D., Narsappaya N., Peters B., Yistirajan V., Deep Sea Res. 4 (1957) 202.
- Amin B.S., Kharkar D.P., Lal D., *ibid.* 13 (1966) 805.
- Amin B.S., "Dating of ocean sediments by radioactive methods", M.Sc. Thesis, Bombay University (1970).
- Raisbeck G.M., Yiou F., Fruneau M., Lieuvin M., Loiseaux J.M., Nature 275 (1978) 731.
- McCorkell R., Fireman E.L., Longway C.C.Jr., Science 158 (1967) 1690.
- Raisbeck G.M., Yiou F., Fruneau M., Lieuvin M., Loiseaux J.M., Earth Planet. Sci. Lett. 43 (1979) 237.
- Merill J.R., Lyden E.F.W., Honda M., Arnold J.R., Geochim. Cosmochim. Acta 18 (1960) 108.
- Yokohama Y., Guichard F., Reyss J.L., Nguyen Huu Van. Science 201 (1978) 101.
- Craig H., Earth Planet. Sci. Lett. 23 (1974) 149.
- Raisbeck G.M., Yiou F., Radiocarbon 22 (1980) - w druku.

<sup>10</sup>Be: ЕГО ПОЗНАНИЕ И ПРИМЕНЕНИЯ

## Резюме

В статье представлено современное состояние знания в области фундаментальных исследований и применений космогенного изотопа <sup>10</sup>Be. Этот изотоп представляет особый интерес для геохронологии потому что благодаря времени полувыводного распада равной  $1.5 \times 10^6$  лет может он выполнить продел между радиоуглеродным методом и методами K/Ar, Rb/Sr и другими. Описано методы детекции <sup>10</sup>Be в разных реакциях. Проанализировано механизмы натуральной продукции берилла-10 в природе и представлено применения <sup>10</sup>Be в исследованиях океанических осадков, арктического льда и метеоритов.

<sup>10</sup>Be: PRESENT STATE OF RESEARCH AND APPLICATIONS

## Summary

The article presents a review of recent achievements in the field of research and applications of cosmogenic isotope <sup>10</sup>Be. Due to its half-life value, equal to ca.  $1.5 \times 10^6$  years, <sup>10</sup>Be is of potential use in geochronology as it may fill the gap between radiocarbon dating and the methods of K/Ar, Rb/Sr etc. There are described the methods of detection and the measurements of cross-sections for production of <sup>10</sup>Be in different reactions as well as the mechanisms of its production in nature. Recent applications of <sup>10</sup>Be in the study of marine sediments, arctic ice and meteorites are also described.