

# O metodach określania współczesnej akumulacji osadów w morzach

Witold Szczuciński

Do mórz i oceanów osady dostarczane są przede wszystkim przez rzeki, wiatr i lodowce. W różnych rejonach świata różne procesy są dominujące i zmienne jest ich natężenie, w efekcie akumulacja osadów różni się nawet o kilka rzędów wielkości. Badaczy od dawna już interesowało jak szybko, z jaką intensywnością zachodzą procesy dostarczania, transportu i w końcu depozycji osadów w oceanach.

Gdy tylko pojawiły się informacje o głębokości mórz i oceanów zaczęto zadawać pytanie – czy to możliwe, by zostały zasypane? Z geologicznych zapisów w skałach osadowych znane są sekwencje nawet kilkunastokilometrowe – czy aż tak głębokie były kiedyś oceany? Oczywiście odpowiedź nie jest prosta i daje podstawę do kolejnych pytań. Wielokilometrowe se-

kwencje skalne wyjaśnia się uwzględniając subsydencję, czyli obniżanie się skorupy ziemskiej pod wpływem ciężaru zalegających osadów. Tempo takiej subsydenencji mogło być w wielu przypadkach podobne do tempa akumulacji (nagromadzania się osadów), a zatem głębokość oceanu mogła pozostawać niezmienna. Pytanie o tempo przyrostu osadów dennych

jest jednak wciąż aktualne. Z jednej strony taka wiedza umożliwia odczytanie archiwów geologicznych jakimi są osady (od historii wielkich wymierań i zlodowaceń po historię zanieczyszczeń antropogenicznych). Z drugiej, sedymentacja jest jednak również istotnym czynnikiem środowiskowym dla fauny dennej, która inaczej oczywiście znosi wolne zasypywanie

niż szybkie. Tempo akumulacji jest również ważnym czynnikiem dla wielu procesów geochemicznych – łącznie z wiązaniem i czasowym usuwaniem z obiegu CO<sub>2</sub>.

Trzy podstawowe grupy metod służące do określania tempa przyrostu osadu to:

- metody eksperymentalne (na przykład pułapki sedymentacyjne),
- metody oparte na izotopach ulegających rozpadowi promieniotwórczym (najpowszechniejsze),
- metody stratygraficzne (wykorzystujące korelację różnych własności poszczególnych warstw geologicznych, bez kalibracji metodami chronologii bezwzględnej, czyli w oparciu o datowania radioizotopami; dają one jednak jedynie informację o wieku względnym).

Ponadto, w obszarach gdzie akumulacja jest bardzo wysoka, stosuje się też porównanie map batymetrycznych i inne podobne metody.

Do badań współczesnych osadów powszechnie stosuje się pułapki sedymentacyjne oraz szereg izotopów o stosunkowo krótkim okresie poło-

Tabela 1. Najpowszechniej używane izotopy do badań współczesnej sedymentacji w morzach i oceanach.

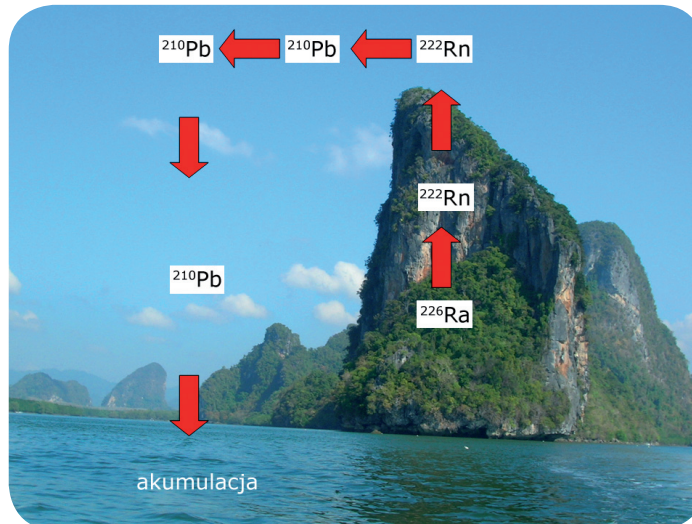
Izotop	Okres połowicznego rozpadu	Zastosowanie
<sup>234</sup> Th	24 dni	W badaniach bioturbacji (współczesnego mieszania osadów przez organizmy) i sedymentacji w warunkach dużej dostawy materiału.
<sup>7</sup> Be	53 dni	W badaniach bioturbacji (współczesnego mieszania osadów przez organizmy) i sedymentacji w warunkach dużej dostawy materiału. Zasięg czasowy kilka miesięcy.
<sup>210</sup> Pb	22,3 lat	Najpowszechniej używany do określania współczesnego tempa przyrostu osadów – zarówno morskich jak i jeziornych ale również do określania tempa przyrostu śniegu. Stosowany do szacowania intensywności mieszania osadu. Zakres czasowy do około 100 lat wstecz.
<sup>137</sup> Cs	30,2 lat	Stosowany jako marker czasowy – zazwyczaj dla lat 1950-52 (początek wykrywalności); 1961-63 (maksymalne aktywności) i 1986 (podwyższone aktywności – Czarnobyl). Często stosowany razem z <sup>210</sup> Pb.
<sup>32</sup> Si	140 lat	Do badań tempa przyrostu osadów oraz tempa ich mieszania.
<sup>14</sup> C	5730 lat	Bardzo powszechnie stosowany nie tylko w geologii ale i w archeologii oraz biologii (jako marker). Umożliwia określanie wieku do ponad 40 000 lat wstecz.



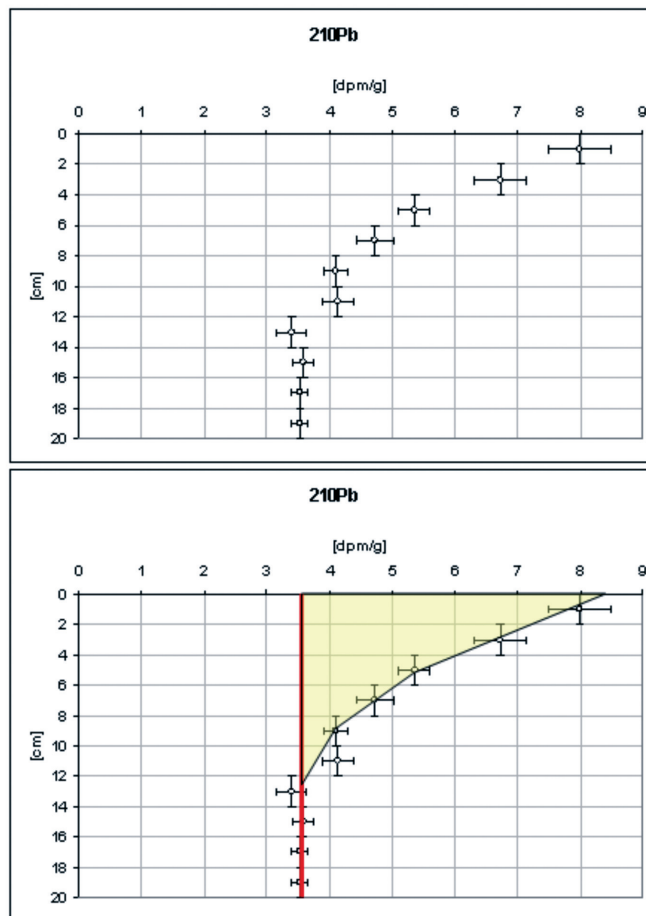
wicznego rozpadu (Tabela 1). Część z nich jest pochodzenia kosmogenicznego – na przykład  $^{14}\text{C}$ ,  $^7\text{Be}$  i  $^{32}\text{Si}$  powstające w atmosferze w wyniku oddziaływania promieniowania kosmicznego. Pozostałe zaś należą do szeregów rozpadu  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  bądź  $^{232}\text{Th}$ . Ponadto stosuje się powszechnie również  $^{137}\text{Cs}$ , którego obecność w środowisku jest wynikiem działań człowieka (próby nuklearne, awarie elektrowni jądrowych). Ponieważ wszystkie te metody opierają się na pewnych założeniach, (począwszy od założenia, że rozpad radioaktywny jest stały w czasie i nie ulega wpływom zmian czynników zewnętrznych; na przykład: temperatura i ciśnienie), to zazwyczaj stosuje się przynajmniej dwie z nich dla wzajemnej weryfikacji.

W badaniach współczesnych osadów morskich najczęściej stosowane są dwie metody pozwalające oszacować tempo przyrostu osadów w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat. Wykorzystują one izotopy  $^{210}\text{Pb}$  oraz  $^{137}\text{Cs}$ . Pierwszy z nich występuje w środowisku naturalnym i należy do szeregu uranowego ( $^{238}\text{U}$ ), drugi zaś został wprowadzony do środowiska w wyniku działalności człowieka.

Podstawą zastosowania izotopu  $^{210}\text{Pb}$  jest wystąpienie w szeregu uranowym  $^{222}\text{Rn}$ , który jest gazem. W skutek tego część radonu uwalnia się ze środowiska geologicznego i dalszym procesom rozpadu podlega w atmosferze (rys. 1). Tam ulega przemianom w kilka innych izotopów, o bardzo krótkich okresach połowicz-



Rys. 1. Schematyczny model ukazujący pochodzenie i powstawanie allogenicznego  $^{210}\text{Pb}$  będącego podstawą datowań osadów. Radon będąc gazem częściowo uwalnia się ze środowiska geologicznego i ulega dalszym przemianom w atmosferze dając w efekcie  $^{210}\text{Pb}$  deponowany później na powierzchni oceanów i lądów



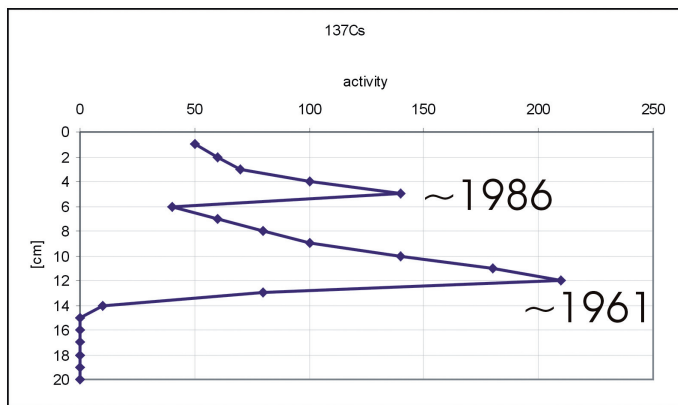
Rys. 2. Przykładowy profil aktywności  $^{210}\text{Pb}$  w osadach dennych fiordu Billefjorden, Spitsbergen. Czerwona linia odpowiada poziomowi tła ( $^{210}\text{Pb}$  autogeniczny), zaś obszar zakreślony na żółto obejmuje nadwyżkowy (allogeniczny)  $^{210}\text{Pb}$ . Ten ostatni służy do określania wieku przyrostu osadów

nego rozpadu, oraz  $^{210}\text{Pb}$ , którego okres jest znacznie dłuższy (ponad 20 lat). Ołów ten jest deponowany i służy do określania wieku osadu. Jeżeli przyjrzymy się przykładowemu profilowi osadów (rys. 2) to łatwo można zauważyć stały poziom aktywności  $^{210}\text{Pb}$  oraz nadwyżkową ilość izotopu w górnej części profilu (żółte pole). Stały poziom to tak zwany  $^{210}\text{Pb}$  autogeniczny powstający w wyniku rozpadu zachodzącego w osadzie. Nadwyżkowa część to z kolei tak zwany allogeniczny  $^{210}\text{Pb}$  – czyli dostarczony z atmosfery. Tego ostatniego jest więcej na powierzchni niż głębiej. Przyczyną jest rozpad tego izotopu – im głębiej tym starszy osad i tym mniej pozostaje z nadwyżkowego  $^{210}\text{Pb}$ . Istnieje kilka metod obliczania wieku poszczególnych warstw – różnią się one w założeniach – jedne zakładają na przykład stałą początkową koncentrację na powierzchni, inne stałe tempo dostawy  $^{210}\text{Pb}$  (przy stałej dostawie a zmiennym tempie akumulacji początkowa koncentracja na powierzchni osadu będzie zmienna). Dla osadów morskich najczęściej stosuje się proste równanie na tempo przyrostu osadu (SR - sedimentation rate):

$$\text{SR} = \lambda \cdot z \cdot [\ln \{A_0 / A(z)\}]^{-1},$$

gdzie:  $\lambda$  to stała rozpadu promieniotwórczego,  $z$  – głębokość w rdzeniu,  $A_0$  – nadwyżkowa aktywność  $^{210}\text{Pb}$  na powierzchni (czyli całkowita aktywność pomniejszona o wartość typową dla autogenicznego  $^{210}\text{Pb}$ ), a  $A(z)$  to





Rys. 3. Przykładowy profil izotopu  $^{137}\text{Cs}$

aktywność nadwyżkowego  $^{210}\text{Pb}$  na poziomie z.

Typową cechą większości środowisk morskich jest mieszanie się osadów dennych w wyniku procesów fizycznych i działalności organizmów. Często prowadzi to do powstania powierzchniowej warstwy osadów (zazwyczaj kilkucentymetrowej), która

charakteryzuje się stałą wartością allogenicznego  $^{210}\text{Pb}$ . Istnieje kilka modeli uwzględniających efekt mieszania osadów na otrzymane wartości tempa akumulacji (bez uwzględnienia efektu mieszania otrzymane wartości akumulacji należy traktować jako maksymalne). Jedną z najlepszych metod jest jednak

poddanie tych samych rdzeni osadów badaniom z użyciem innych radioizotopów – na przykład  $^{137}\text{Cs}$ .

Izotop  $^{137}\text{Cs}$  powstaje między innymi podczas detonacji bomb atomowych jak i przy niektórych awariach elektrowni jądrowych (na przykład Czernobyl w 1986 r.). Jego mierzalna ilość znana jest na Ziemi od 1945 r., emisja do atmosfery wzrosła drastycznie pod koniec lat 50-ych. Później w związku z zakazem przeprowadzania powierzchniowych prób jądrowych (nadal były prowadzone podziemne) jego ilość spadła. Profil aktywności cezu w osadach na półkuli północnej zazwyczaj odzwierciedla historię jego emisji do atmosfery (rys. 3). Przeprowadzenie datowań wspomnianymi metodami

wymaga pobrania w odpowiedni sposób rdzeni osadów. Muszą one mieć zachowaną powierzchnię warstewkę osadu – stąd najlepsze są próbki typu multicorer, rdzeniownik Niemisto, ewentualnie próbki skrzyniowe. Do pomiarów aktywności izotopów stosuje się zazwyczaj alternatywny pomiar promieniowania gamma albo alfa. W zależności od tego różni się procedura przygotowania próbek. Do pomiarów promieniowania gamma próbki są mielone i szczelnie pakowane do pojemników o odpowiednim kształcie (w zależności od detektora i wzorców). Pomiar promieniowania alfa wymaga mniejszych próbek, które jednak są poddawane całkowitemu rozkładowi, a badane izotopy są zwykle elektropozonowane (jak w przypadku  $^{210}\text{Po}$ ) na srebrne krążki.

Jak szybko zatem są zapełniane zbiorniki morskie osadami? Wartości te różnią się skrajnie – od obszarów na Pacyfiku, gdzie akumulacja bywa znikoma w skali milionów lat po obszary blisko ujść wielkich rzek czy lodowców (rys. 4) gdzie może dochodzić do akumulacji kilku metrów w ciągu roku. Co więcej wartości te nie są stałe w czasie – bywa, że w ciągu 1 – 2 miesięcy pory deszczowej doprowadzane jest ponad 90% rocznego ładunku. Osadzanie materiału blisko wybrzeża powoduje też stopniowe przesuwanie się linii brzegowej w stronę morza. Jest to proces, na który składa się wiele innych czynników między innymi zmiana poziomu morza, budowanie zapór na rzekach itp.



Rys. 4. Lodowiec Nordenskiolda na Spitsbergenie schodzi bezpośrednio do fiordu i doprowadza duże ilości zawiesiny, która jest rozprowadzana przez prądy morskie i depozytowana. Szerokość czoła lodowca wynosi około 4 km

# Quality is the difference

**multi EA series – zastosowania bez ograniczeń**

## **multi EA 2000**

Analizator C, S, Cl (węgla, siarki i chloru), pracujący w oparciu o wysokotemperaturową technologię ceramiczną, służący do kompletnego utleniania wysokotemperaturowego próbek stałych

## **multi EA 3100**

Elementarny analizator wielomatrixowy ze zoptymalizowanym spalaniem do precyzyjnego oznaczania C, N, S, Cl (węgla, azotu, siarki i chloru) w próbkach petrochemicznych i zbliżonych



**Ponad 150-letnie doświadczenie w dziedzinie spektroskopii optycznej i analizy elementarnej**



Naszym nadrzędnym celem jest dostarczanie wysoce wydajnych narzędzi analitycznych, które cechuje:

- Najwyższa jakość
- Optymalna precyzja
- Innowacyjna technologia
- Trwałość

Najwyższej jakości narzędzia w takich dziedzinach, jak:

- Spektroskopia atomowa: **AAS, AFS**
- Spektroskopia molekularna: **UV VIS, NIR**
- Analiza elementarna: **C, N, S, Cl**
- Parametry sumaryczne: **TOX, TOC, TN**