

WYZNACZANIE WIEKU BEZWZGLĘDNEGO SKAŁ METODĄ RUBIDOWO-STRONTOWĄ

UKD 580.93:546.35+546.42:582.321.1+582.42(438)—13:234.57+23.0:234.373.43)

Spośród wielu znanych i stosowanych obecnie metod oznaczania wieku bezwzględnego największe znaczenie i zarazem najszersze zastosowanie ma metoda rubidowo-strontowa. Dużą przydatność tej metody wynika przede wszystkim z powszechności występowania minerałów zawierających rubid.

Metoda rubidowo-strontowa oparta jest na zjawisku naturalnej promieniotwórczości izotopu rubidu o masie 87, który na drodze przemiany promieniotwórczej β^- przechodzi w izotop strontu również o masie 87. Metoda geochronologii izotopowej oparta na tym zjawisku powstała w latach 1953—54 (1, 3, 18), chociaż promieniotwórczość izotopu rubidu ^{87}Rb znana jest od przeszło trzydziestu lat (10, 16). Było to związane z powstaniem i rozwojem szeregu specjalnych, niebywale czułych i dokładnych technik analitycznych — przede wszystkim sposobów ilościowego oddzielenia rubidu od strontu w chromatograficznych kolumnach jonitowych, metodyki rozcieńczania izotopowego, czy wreszcie dokładnych pomiarów stosunków izotopowych przy zastosowaniu spektrometru mas (12).

Wymagania techniczne stawiane w przypadku zastosowania metody Rb — Sr są nieporównanie większe niż w przypadku innych metod datowania. Wynika to (przy porównaniu np. metody K-Ar i Rb-Sr) z faktu, że średnia zawartość potasu w biotycie jest ok. 9%, rubidu zaś zaledwie kilka setnych procentu. Radiogeniczny izotop argonu ^{40}Ar jest praktycznie jedynym składnikiem argonu zawartego w mineralu, podczas gdy radiogeniczny stront — rozcieńczony strontem „zwyčajnym” — stanowi bardzo często zaledwie ułamek procent ogólnej zawartości strontu. Stront radiogeniczny występuje w niezmiernie małych ilościach — rzędu milionowych części procentu — w badanych mineralach czy skałach. Nie trudno więc wyobrazić sobie groźbę zanieczyszczenia np. zwykłym kurzem zawierającym tysiące razy więcej strontu, niż promieniotwórczy rozpad rubidu zdoła wyprodukować w użytej do badań (gramowej) próbce skały przez setki milionów lat. Stąd też wynikają wymagania niebywalej czystości i wielu specjalnych środków ostrożności podejmowanych podczas obróbki i przygotowania do analizy badanych próbek skalnych. Ze względu na związane z tym bardzo wysokie koszty tylko nieliczne laboratoria są w stanie stosować Rb-Sr metodę datowania.

Naturalny stront ma cztery trwałe izotopy. Ich względna częstość wg danych Bainbridge'a i Niera (2) przedstawia się następująco: ^{84}Sr — 0,56%, ^{86}Sr — 9,86%, ^{87}Sr — 7,02%, ^{88}Sr — 82,56%.

Izotop ^{87}Sr , jako trwały produkt przemiany β^- promieniotwórczego izotopu ^{87}Rb , gromadzi się z upływem czasu jako stront radiogeniczny w mineralach zawierających rubid — jest więc geochemicznie związany z rubidem.

Rubid naturalny ma dwa izotopy o następującej względnej częstości (15): ^{85}Rb — 72,15%, ^{87}Rb — 27,85% (wg danych Niera). Okres połowicznego zaniku przemiany β^- izotopu ^{87}Rb wynosi $4,70 \cdot 10^{10}$ lat, zaś stała rozpadu λ wynosi $(1,47 \cdot 10^{-11} \text{ lat}^{-1})$ (9).

Podobnie jak w przypadku ołowiu — przy ołowionych metodach datowania — możemy odróżnić stront zwyczajny — złożony ze wszystkich czterech wymienionych wyżej izotopów oraz stront radiogeniczny. Snując dalej tę analogię można wyróżnić:

1) kosmiczny stront pierwotny, 2) kosmiczny stront radiogeniczny — $^{87}\text{Sr}^*$, 3) stront pierwotny ziemski — równy sumie obu poprzednich, 4) ziemski radiogeniczny $^{87}\text{Sr}^*$, 5) stront zwyczajny ziemski złożony z pierwotnego strontu ziemskiego z domieszką pewnej części ziemskiego radiogenicznego $^{87}\text{Sr}^*$. Całość strontu obecnego na Ziemi możemy podzielić na stront zwyczajny o własnej indywidualności geochemicznej oraz stront radiogeniczny $^{87}\text{Sr}^*$, obecny w mineralach zawierających rubid.

Stosunek nagromadzonego w mineralu radiogenicznego $^{87}\text{Sr}^*$ do pozostałego ^{87}Rb służy do określania wieku mineralu.

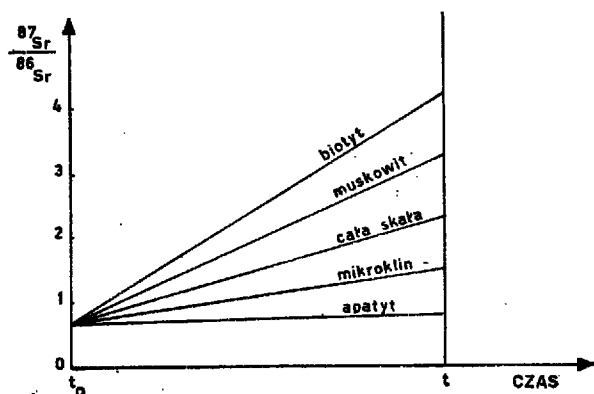
Wobec różnic w geochemicznym charakterze Sr i Rb proporcje Sr zwyczajnego do Sr radiogenicznego kształtują się w różnych mineralach rozmaicie. Np. w lepidolitach — mineralach szczególnie bogatych w rubid będzie występować prawie wyłącznie stront radiogeniczny. Wysokie jego koncentracje w stosunku do strontu zwyczajnego ma większość biotytów i muskowitów pegmatytowych oraz część występujących z nimi skałeni alkalicznych, podczas gdy w plagioklazach przeważa stront zwyczajny, w apatytach natomiast z powodu braku rubidu występuje wyłącznie stront zwyczajny.

Procesy wietrzenia uwalniają Sr radiogeniczny z zawierających go minerałów i wiążą w obieg geochemiczny strontu zwyczajnego. Stały dopływ $^{87}\text{Sr}^*$ radiogenicznego do strontu zwyczajnego przyczynia się do tego, że skład izotopowy strontu ziemskiego zmienia się w skali czasu. Miara tej zmiany jest wzrost wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Szybkość wzrostu tego stosunku zależy od wartości stosunku Rb/Sr w danym środowisku geochemicznym. Im jest on wyższy, tym szybciej w skali czasu wzrastać będzie stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Ryc. 1 przedstawia zależność wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od czasu dla skały złożonej z apatytu, mikroklinu, muskowitu i biotyty. Jeżeli założymy, że w momencie powstania tej skały we wszystkich jej składnikach, a zatem i w całej skałce również stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wynosił 0,71, to z biegiem czasu stosunek ten będzie wzrastał, ponieważ zawartość ^{86}Sr pozostaje niezmienna, zaś rozpad ^{87}Rb dostarcza stałe radiogeniczne izotopy $^{87}\text{Sr}^*$. Wzrost stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ jest najszybszy dla biotyty (ponieważ zawiera on najwięcej promieniotwórczego rubidu), nieco wolniejszy dla muskowitu i znacznie wolniejszy dla mikroklinu. W apatycie natomiast wobec całkowitego braku rubidu stosunki izotopowe strontu pozostają bez zmian. Dla całej skały natomiast wzrost tego stosunku jest pośredni, wynikający z jej składu mineralnego.

Wielkościami, które można tu określić doświadczalnie są: obecny stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dla każdego mineralu (w chwili t), a także stosunek $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ decydujący o kącie nachylenia prostej dla każdego mineralu. Dysponując tymi danymi można znaleźć punkt przecięcia prostych otrzymanych dla poszczególnych minerałów. Współrzędnymi tego punktu będą: pierwotny stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oraz czas t_0 — przedstawiający moment powstania danej skały.

Opisane wyżej zależności zachodzą dla przypadku idealnego, w którym zakładamy, że skała jako całość była układem zamkniętym. Oznacza to, że w ciągu całej historii skały ani stront, ani rubid nie



Ryc. 1. Zależność wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od czasu (wykres ewolucji strontu wg Hamiltona — 13).

Fig. 1. Dependence of the value of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio on time (curve of strontium evolution after Hamilton (13)).

zostały doprowadzone lub z niej usunięte. Przypadek idealny zakłada również, że podczas historii skały nie nastąpiły żadne procesy metamorficzne. W przypadku zaistnienia metamorfozy, jednak przy założeniu, że skała pozostaje nadal układem zamkniętym (minerale zaś nie), następuje homogenizacja stosunków izotopowych. Minerale metamorficzne przyjmują wartości tych stosunków także, jakie miała skała jako całość. Otrzymamy wówczas obraz bardziej skomplikowany, w którym tylko próbka całej skały da wiek rzeczywisty, poszczególne zaś minerały dadzą niezgodne wieki pozorne. Przypadek taki przedstawia ryc. 2, na której t_m oznacza moment metamorfozy skały, t' i t'' — wieki pozorne biotytu i muskowitzu.

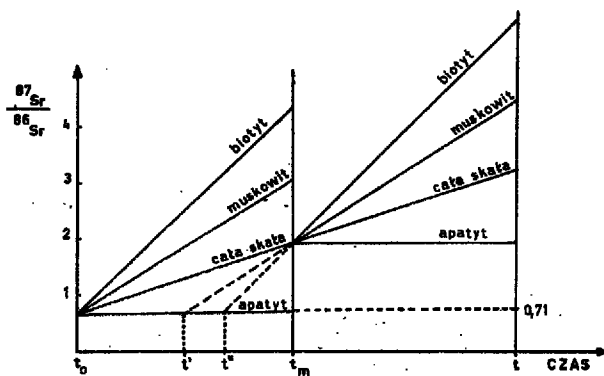
Początkową (w momencie powstania skały) wartość $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ większość autorów przyjmuje jako równą 0,71. Jest ona zbliżona do wartości tego stosunku w wodzie oceanicznej, która reprezentuje pewną przeciętną dla skał skorupy ziemskiej (8, 13). Dopóki jednak badamy minerały zawierające dużo radiogenicznego strontu, dla których obecnie mierzony stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ma dużą wartość, to wartość początkowego stosunku nie odgrywa istotnej roli. Konieczność dokładnego oznaczenia pierwotnej wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zaczęła występować w miarę rozszerzania zakresu stosowalności metody przy oznaczeniach bardzo małych ilości radiogenicznego strontu, np. dla skał bardzo młodych lub zawierających zbyt wiele strontu zwyczajnego, czyli o niskim stosunku Rb/Sr .

Wykorzystanie rozpadu promieniotwórczego do wyznaczania wieku bezwzględnego oparte jest na następującej zależności:

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t} \quad [1]$$

gdzie N_0 oznacza liczbę atomów izotopu promieniotwórczego w momencie początkowym (gdy $t = 0$, N_t — liczbę atomów tego izotopu istniejących obecnie (w chwili t), e jest podstawą logarytmów naturalnych, zaś t oznacza czas, jaki upłynął od momentu powstania skały do chwili obecnej. Jeżeli dalei przez N_k oznaczymy liczbę atomów końcowego produktu przemiany promieniotwórczej, to liczbę tę można zapisać w postaci równania:

$$N_k = N_0 - N_t \quad [2]$$



Ryc. 2. Zależność wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od czasu dla przypadku, gdy w momencie t_m skała uległa metamorfozie (wg Hamiltona — 12).

Fig. 2. Dependence of the value of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio on time, for the case when the rock underwent alteration at the moment t_m (after Hamilton (12)).

Podstawiając z zależności [1] wartość N_t do równania [2] otrzymamy:

$$N_k = N_0 (1 - e^{-\lambda t}). \quad [3]$$

Dzieląc stronami równanie [3] przez równanie [1] mamy:

$$\frac{N_k}{N_t} = e^{\lambda t} - 1 \quad [4]$$

Rozwiązując ostatnie równanie względem czasu otrzymujemy zależność:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{N_k}{N_t} + 1 \right) \quad [5]$$

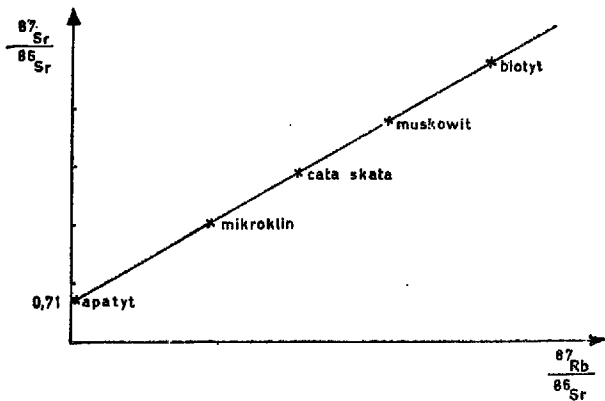
W przypadku stosowania metody rubidowo-strontowej możemy podstawić: N_k = liczba atomów izotopu $^{87}\text{Sr}^*$, powstałych w wyniku przemiany promieniotwórczej z izotopu ^{87}Rb , N_t = liczba atomów ^{87}Rb istniejących w chwili obecnej. Ponieważ jednak masy atomowe ^{87}Sr i ^{87}Rb są równe, liczby atomów tych izotopów można zastąpić ich procentową zawartością. W tych warunkach równanie [5] można zapisać w postaci:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{87}\text{Sr}^* \%}{^{87}\text{Rb} \%} + 1 \right) \quad [6]$$

Znając zatem procentową zawartość radiogenicznego $^{87}\text{Sr}^*$ i ^{87}Rb w badanej skałe lub mineralu można z równania [6] wyznaczyć ich wiek.

Jednakże spektrometr mas, który jest głównym narzędziem w badaniach izotopowych, nie pozwala zmierzyć bezwzględnych zawartości poszczególnych izotopów, lecz daje jedynie możliwość pomiaru stosunków izotopowych. W związku z tym zawartość zarówno izotopu ^{87}Sr , jak i ^{87}Rb odnosimy do zawartości izotopu ^{86}Sr . Wobec tego równanie [6] przyjmuje teraz postać:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}} + 1 \right) \quad [7]$$



Ryc. 3. Wykres izochronowy przedstawiający zależność wartości stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ od wartości stosunku $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — otrzymany dla próbki całej skały i wyseparowanych z niej minerałów. Kąt nachylenia izochrony pozwala określić wiek badanej skały (wg Nicolaysena — 14).

Fig. 3. Isochronic diagram representing dependence of the value of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio on the value of $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio obtained for a sample representing rock as a whole and its various separated minerals, respectively. The angle of isochrone inclination determines the age of a given rock (after Nicolaysen (14)).

Jeżeli jednak badana skała, czy minerał zawierały w chwili powstania pewną ilość strontu wyciecznego, to miarą wieku jest ilość radiogenicznego strontu $^{87}\text{Sr}^*$, która będzie równa obecnej zawartości $^{87}\text{Sr}_t$ zmniejszonej o ilość pierwotną $^{87}\text{Sr}_0$:

$$^{87}\text{Sr}_t^* = ^{87}\text{Sr}_t - ^{87}\text{Sr}_0 \quad [8]$$

Po podzieleniu ostatniego równania stronami przez ^{86}Sr otrzymamy:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}^*}{^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 \quad [9]$$

Zatem, w celu otrzymania przyrostu wartości stosunku interesującej nas pary izotopów w zależności od czasu, jaki upłynął od momentu krystalizacji minerału do chwili obecnej, należy od obecnie zmierzonej wartości tego stosunku odjąć wartość, która cechowała minerał w momencie powstania — tzn. podczas jego krystalizacji. Ostatecznie więc wiek minerału możemy obliczyć ze wzoru:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t} + 1 \right] \quad [10]$$

Wartość stosunku $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$ wyznaczamy przy użyciu spektrometru mas, natomiast wartość stosunku $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$ wyliczamy znając zawartość ^{87}Rb i ^{86}Sr w badanym mineralu — wyznaczoną przy zastosowaniu spektrometru mas metodą rozcieńczenia izotopowego (10) bądź też metodą fluorescencji rentgenowskiej (12).

Inną metodę analizy wyników datowań opracowano w Instytucie Bernarda Price w Johannesburgu (11, 14). Metoda ta zwana metodą izochron lub metodą BPI oparta jest na następujących zależnościach:

$$^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Sr}_t^* \quad [11]$$

WYNIKI OZNACZEŃ WIEKU BEZWZGLĘDNEGO SKAŁ METODĄ RUBIDOWO-STRONTOWĄ

Lp	Typ próbki	zawar- tość Rb ppm wag.	zawar- tość Sr a) ppm wag.	$^{87}\text{Sr}2/^{86}\text{Sr}$ b)	^{87}Sr radiog. c) ppm wag.	wiek bezwzgl. d) $\times 10^6$ lat
1	granit 1 (Strzelin)	188,5	101,9	0,7306	0,214	261 ± 10
2	granit 2 (Strzelin)	187,2	102,2	0,7305	0,205	262 ± 10
3	granit 3 (Strzegom)	191,1	84,3	0,7359	0,213	267 ± 10
4	granit 4 (Strzegom)	187,5	103,0	0,7309	0,210	269 ± 10
5	migmatyt (Góry Sowie)	74,3	178,4	0,7158	0,102	329 ± 12
6	gnejs (Tatry)	223,0	41,9	0,8036	0,380	408 ± 12

(równanie to — por. równ. (8) — można zapisać inaczej)

$$^{87}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}_t (e^{\lambda t} - 1) \quad [12]$$

ro podzieleniu stronami przez ^{86}Sr — zawartość tego izotopu nie ulega zmianom w czasie — otrzymujemy:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t (e^{\lambda t} - 1) \quad [13]$$

Jak łatwo można zauważyć równanie to jest równaniem prostej przedstawiającej zależność wartości stosunku $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$ od $\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_t$. Wyrażenie $(e^{\lambda t} - 1)$ określa tangens kąta nachylenia otrzymanej prostej. Zatem wspólną cecną punktów, przez które przechodzi ta prosta jest taka sama wartość stosunku $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$ — w chwili powstania skały, czy minerału oraz wiek — skąd pochodzi nazwa metody. Wykonując pomiary stosunków izotopowych dla kilku minerałów wyseparowanych z tej samej skały uzyskamy izochronę, której kąt nachylenia określa wiek skały, natomiast miejsce przecięcia osi pionowej $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$ daje wartość początkową (w momencie powstania skały) stosunku $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$. W celu sprawdzenia wartości $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0$ należy przeprowadzić badania dla minerału nie zawierającego rubidu.

Ryc. 3 przedstawia izochronę otrzymaną przy założeniu idealnego przypadku — skała stanowi układ zamknięty i w czasie historii skały nie nastąpiły w niej zmiany metamorficzne. W przypadku kilku współistniejących próbek, mających różne zawartości rubidu, w próbce z większą zawartością Rb w przeciągu czasu t powstaje większa ilość radiogenicznego $^{87}\text{Sr}^*$ i wobec tego będzie ona leżeć odpowiednio dalej na izochronie, niż próbka z małą zawartością Rb (ryc.3).

W celu otrzymania ilościowych danych metoda ta wymaga badania przynajmniej dwóch próbek całej skały, ale oczywiście im ich będzie więcej, tym statystyka będzie lepsza. Największa trudność polega na wyznaczeniu wartości stosunku $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Wartość tę wylicza się znając stosunek Rb/Sr w danej skale lub mineralu, wyznaczony (po całkowitym oddzieleniu rubidu od strontu metodą chromatograficzną w kolumnach jonitowych), np. metodą rozcieńczenia izotopowego.

W trudniejszych i bardziej skomplikowanych przypadkach dobre rezultaty można osiągnąć jedynie badając ten sam materiał skalny różnymi metodami stosowanymi obecnie w geochronologii — np. datowanie cyrkonów metodami ołowiowymi, lyszczyków metodą potasowo-argonową, zaś całych skał i wyodrębnionych minerałów metodą rubidowo-strontową.

Ilustracją praktycznego zastosowania opisywanej metody niech będą uzyskane przez autora wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego skał. Przebadano granity Przedgórze Sudeckiego z masywu Strzelin—Zułowa i Strzegom—Sobótka, oraz migmatyt z Gór Sowich i gnejs z Tatr. Badania prowadzono w Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie w Amsterdamie (Holandia) przy użyciu 90-stopniowego spektrometru mas CH-5 firmy Atlas, pracującego z dwutaśmowym termoemisyjnym źródłem jonów.

Część uzyskanych danych doświadczalnych oraz wyliczony wiek bezwzględny badanych próbek przedstawiono w powyższej tabeli.

- początkowy Sr + radiogeniczny $^{87}\text{Sr}^*$;
- wartości stosunków $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalizowano wg wartości stosunku $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,3751$;
- początkowa (w momencie powstania skały) wartość stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$;
- przy obliczeniach wieku przyjmowano: stała rozpadu $\beta\text{-}^{87}\text{Rb}$ wynosi $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ lat}^{-1}$, okres połowicznego zaniku ^{87}Rb $T_{1/2} = 4,70 \cdot 10^{10} \text{ lat}$.

Uzyskany metodą rubidowo-strontową wiek bezwzględny granitów strzeleńskich i strzegomskich porównano z podobnymi wynikami wieku granitów pochodzących z tych samych masywów, uzyskanymi metodą potasowo-argonową przez T. Depciucha. Stwierdzono bardzo dobrą zgodność porównywanych wyników: średni wiek badanych próbek wynosi $268 \cdot 10^6$ lat (metoda Rb-Sr), zaś metoda K-Ar (4, 5, 6) dała wartość $266 \cdot 10^6$ lat, lub $269 \cdot 10^6$ lat — metoda izochron (7). Dowodzi to poprawności uzyskanych rezultatów.

Wydaje się natomiast, że wiek migmatytu z Gór Sowich (próbka Nr 5) jest zbyt mały, jednak przy założeniu, że początkowa wartość stosunku $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wynosi 0,705 uzyskano wiek $623 \cdot 10^6$ lat — wartość ta jest bardziej prawdopodobna.

Pełny zestaw wszystkich przebadanych próbek i dokładne opracowanie uzyskanych rezultatów zostanie opublikowane w terminie późniejszym.

SUMMARY

The Rb-Sr method, discussed herein, was applied to estimate absolute ages of granites of Strzelin—Zułowa and Strzegom—Sobótka massifs, Przedgórze Sudeckie, a migmatite from Sowie Mts., and a gneiss from Tatra Mts. Relative Sr and Rb content in these rock was determined by X-ray fluorescence and isotope dilution methods. Separation of Rb and Sr was performed by ion exchange in chromatographical cation columns. Isotope relations, Rb/Sr, were established by means of 90-degree mass spectrometer CH-5 of the Atlas Co.; the spectrometer works with two-belt two-carrier ion source, and the resulting ion currents are recorded by a single collector.

In age determinations, $\beta\text{-}^{87}\text{Rb}$ equalling $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ years}^{-1}$ was accepted as the value of half-life constant, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$ was accepted as the initial value (for the moment of rock formation).

The average age of Przedgórze Sudeckie granites is $268 \cdot 10^6$ years, that of the examined migmatite — $329 \cdot 10^6$ years, and the age of the gneiss — $408 \cdot 10^6$ years. The absolute age data previously obtained for the granites of the Przedgórze Sudeckie by the use of K-Ar method by other authors appear to be remarkably consistent with the results presented herein.

- Aldrich L. T., Herzog L. F., Holyk W. K., Whiting F. B., Ahrens L. H., Phys. Rev. 89, 631, (1953).
- Bainbridge K. T., Nier A. O., Prelim. Rep. No. 9. Nucl. Sci. Nat. Res. Coun. U.S., Washington D.C. (1950).
- Davis G. L., Carnegie Inst. Year Book. 1954.
- Depciuch T. Kwartalnik Geologiczny, 15, Nr 4, 862, (1971).
- Depciuch T., Lis J., Kwartalnik Geologiczny, 15, Nr 1, 95, (1972).
- Depciuch T., Lis J., Kwartalnik Geologiczny, 15, Nr 4, 855, (1971).
- Depciuch T., Lis J., Kwartalnik Geologiczny, 15, Nr 3, 497, (1971).
- Faure G., Hurley P. M., J. Petr. 4, 31, (1963).
- Flynn K. F., Glendenin L. E., Phys. Rev., 116, 744, (1959).
- Hahn O., Strassman F., Walling E., Naturwissenschaften, 25, 189, (1937).
- Hales A. L., Proc. Roy. Soc., A, 258, No 1292, 1, (1960).
- Hamilton E. J., Applied Geochronology. Academic Press London — New York, 1965.
- Hedge G. E., Walthall F. G., Science. 140, No 3572, 1214, (1963).
- Nicolaysen L. O., Annales N. Y. Acad. Sci., 91, 198, (1961).
- Nier A. O., Phys. Rev., 77, 789, (1950).
- Strassmann F., Walling E., Bre. Dtsch. Chem. Ges., B 71, 1, (1938).
- Sheilds R. M., Twelfth Annual Progress Report for 1964, U.S. Atomic Energy Commission, Contract A.T. (30—1) — 1381, 3, (1964).
- Tomlinson R. H., Das Gupta A.K., Can. J. Chem., 31, 909, (1953).
- Webster R. K., Methods in Geochemistry, (ed. A. A. Smiles, and L. R. Wager), Interscience Publ. Inc., New York — London. 1960.

РЕЗЮМЕ

Описан рубидий-стронциевый метод определения абсолютного возраста горных пород, который применялся к гранитам массивов Стпелин — Жулёва и Стпегом — Собутка в Предсудетской зоне, мигматиту Совьих гор и гнейсу Татр. Относительное содержание стронция и рубидия в исследованных породах было определено методом рентгеновской флюоресценции и методом изотопного разбавления. Сепарация Rb и Sr производилась путем ионного обмена в катионных хроматографических колонках. Изотопные отношения в Rb и Sr определялись с помощью 90-градусного масс-спектрометра CH-5 фирмы Atlas, работающего с двухленточным источником ионов, а полученные ионные токи регистрировались с помощью одинарного коллектора.

В вычислениях возраста принималась величина постоянной распада $\beta\text{-}^{87}\text{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, а начальная (в момент образования породы) величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$.

Средний возраст предсудетских гранитов составляет $268 \cdot 10^6$ лет, мигматита $329 \cdot 10^6$ лет, гнейса $408 \cdot 10^6$ лет. Полученные определения абсолютного возраста в высокой степени согласны с определениями возраста гранитов Предсудетской зоны, проведенными другими авторами калий-аргоновым методом.