

## GEOCHRONOLOGIA BEZWZGLEDNA JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI O PROCESACH TEKTONICZNYCH

UKD 550.93:550.8:551.24+551.242.5

Grupa metod często określaną zbiorową nazwą geochronologii bezwzględnej prowadzi do wyników ilościowych, które mają wymiar czasu i mogą być stosowane nie tylko do określenia tzw. wieków skał, czy dat wydarzeń petrogenetycznych, lecz także, w powiązaniu z innymi informacjami, dla uzyskania danych o przebiegu procesów rozgrywających się w czasie, zwłaszcza zaś dla oceny ich tempa. Czy geochronologia jest na usługach stratygrafii, petrologii czy tektoniki, zależy od tego co się datuje i w jaki sposób, według jakiego planu dobiera się materiał do badań, z czym zestawia wyniki i z jaką myślą przewodnią je interpretuje.

W niniejszym szkicu podanych jest kilka przykładów ilustrujących typy zastosowań metod geochronologicznych w problematyce geotektonicznej.

Zastosowaniem chyba najprostszym i bardzo przydatnym jest posługiwanie się datowaniami skał dla wyróżnienia charakterystycznych stref na różnych kontynentach, co dostarcza ważkich argumentów w dyskusji nad dryftem kontynentów. Podkreśla się przy tym, że przebieg dawnych stref orogenicznych powstałych w tym samym czasie jest jednym z najbardziej wiarygodnych dowodów dryftu, o wiele bardziej niż argumenty wykorzystujące, często tylko powierzchniowe, podobieństwa osadów. Świetnym przykładem jest opracowana przez P. M. Hurleya (9) mapa geochronologiczna północno-wschodniej Brazylii i zachodniej Afryki wyraźnie sugerująca, że 500 mln lat temu Ameryka Południowa przylegała do Afryki.

Innym ważnym zastosowaniem geochronologii są datowania mające na celu ustalenie działalności plutonicznej i wulkanicznej w czasie i przestrzeni, zwłaszcza zaś analiza rozwoju tarcz kontynentalnych, co naturalnie wiąże się ze studiami ewolucji zewnętrznych części Ziemi.

Przy stosowaniu rubidowo-strontowej metody datowania skał uzyskuje się bardzo cenną informację o składzie izotopowym tzw. strontu zwyczajnego, który wchodzi w skład minerału czy skały już w chwili jej krystalizacji. Ponieważ zaś materiał w płaszczu ziemskim wyraźnie różni się stosunkiem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  od skał litosfery, możliwe jest odróżnienie skał magmowych juwenilnych, pochodzących z płaszczu, od tych, które są produktami anatektycznego przetopienia, asymilacji lub innej przeróbki skał skorupy. Wynika to z wielkiej różnicy w proporcji rubidu do strontu, w litosferze znacznie wyższej niż w płaszczu. Ponieważ zaś promieniotwórcza przemiana  $^{87}\text{Rb}$  wytwarza  $^{87}\text{Sr}$ , więc im wyższy jest stosunek  $\text{Rb}/\text{Sr}$  tym szybciej rośnie stosunek  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . W rezultacie skały pochodzenia podskorupowego zawierają w chwili swego powstania stront o niskim stosunku izotopów  $^{87}/^{86}$ , zaś skały magmowe anatektyczne wykazują ten stosunek wyraźnie wyższy. Dzięki temu jesteśmy w stanie szacunkowo ocenić tempo dopływu materii z płaszczu. Inicjatorem takiej linii interpretacji badań izotopowych strontu jest Hurlay i jego zespół (7), a dziesięciolecie jej stosowania przyniosło wiele konkretnych przykładów.

Coraz częściej metody geochronologiczne stosowane są do bezpośredniego datowania procesów geotektonicznych i ich tempa. Za przykład posłużyć tu mogą prace Fleischera i współpracowników (4) nad szybkością rozsuwania się dna oceanicznego. Posłużono się tu najmłodszą metodą geochronologii — metodą wykorzystującą zarejestrowane w mi-

nerałach ślady rozszczepiania jąder uranu. Ulegające rozszczepieniu jądro pęka na dwa ciężkie fragmenty, które przelatując przez kryształ lub szkliwo wzdłuż swego toru naruszają wewnętrzną budowę ośrodka. Gdy starannie wypolerowaną powierzchnię minerału poddać łagodnemu trawieniu w odpowiednio dobranym odczynniku i kontrolowanych warunkach, rozpuszczanie rozpocznie się od miejsc o osłabionej strukturze. W ten sposób ślady przelotu fragmentów jąder są ujawniane jako rurkowate kanaliki o długości do kilkunastu mikronów i średnicy na tyle dużej, że są one widoczne pod dobrej klasy mikroskopem optycznym.

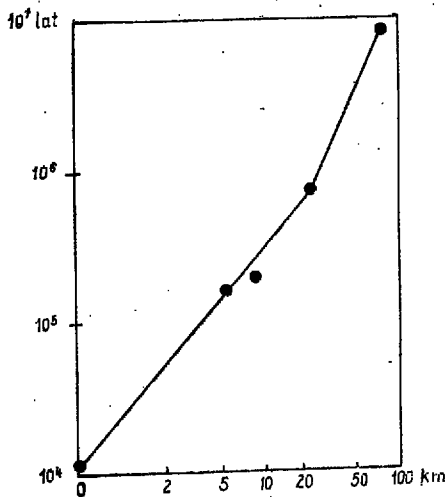
W materii ziemskiej jedynym praktycznie ważnym źródłem rozszczepień jest izotop uranu  $^{238}\text{U}$ . Zagęszczenie wytrawionych kanalików, popularnie zwanych trakami, czyli ich ilość na jednostkę powierzchni, jest funkcją zawartości uranu i wieku próbki. Jeśli drugą część tej samej próbki podda się w reaktorze naświetleniu strumieniem termicznych neutronów, sztucznie wywoła się analogiczne rozszczepienie drugiego izotopu uranu,  $^{235}\text{U}$ . Powstałe ślady można w podobny sposób wytrawić i oznaczyć ich zagęszczenie. Tym razem będzie ono zależało od zawartości uranu i dozy neutronów. Znajac tę ostatnią można już wyliczyć zarówno wiek próbki, jak i zawartość uranu.

Ogromną zaletą metody jest jej szeroki zakres stosowalności zarówno pod względem różnorodności materiałów jakie nadają się do badań (najczęściej datowanymi są: apatyt, łyszczki, tytanit, cyrkon, tektyty i szkliska wulkaniczne), jak i zakresu czasowego. Można bowiem datować także minerały czy szkliska bardzo młode i pracować w zakresie dat poniżej możliwości metody potasowo-argonowej. Stąd metodą jest niezastąpiona w studiach niedalekiej przeszłości.

Przy użyciu tej właśnie metody grupa badaczy amerykańskich ustaliła wiek szkliskich powłok na poduszkowych lawach bazaltowych pokrywających dno oceanu w pobliżu grzbietu śródatlantyckiego. Wzdłuż około 100 km długości profilu w poprzek tego grzbietu uzyskano następujące wyniki (idąc od osi grzbietu na zewnątrz wzdłuż  $45^\circ$  szerokości północnej): 11 000, 230 000, 310 000, 750 000, 8 mln i 16 mln lat. Jest to bezpośredni argument potwierdzający współczesne idee o rozwoju den oceanicznych. Wykres w układzie wiek/odległość od osi grzbietu (ryc. 1) informuje przy tym o tempie rozsuwania się przyległych płyt. Późniejsze prace przyniosły więcej danych i wykazały, co zresztą sugeruje już zamieszczony wykres, że szybkość rozsuwania się płyt nie była stała i rosła od 0,6 cm/rok przed ponad 2 mln lat do 3 cm/rok w czasach ostatnich. Dla porównania dodam, że dane zebrane przez statek wiertniczy „Glomar Challenger” wskazują na wielkość 2 cm/rok, jako średnie tempo tego procesu wyliczone dla ostatnich 90 milionów lat.

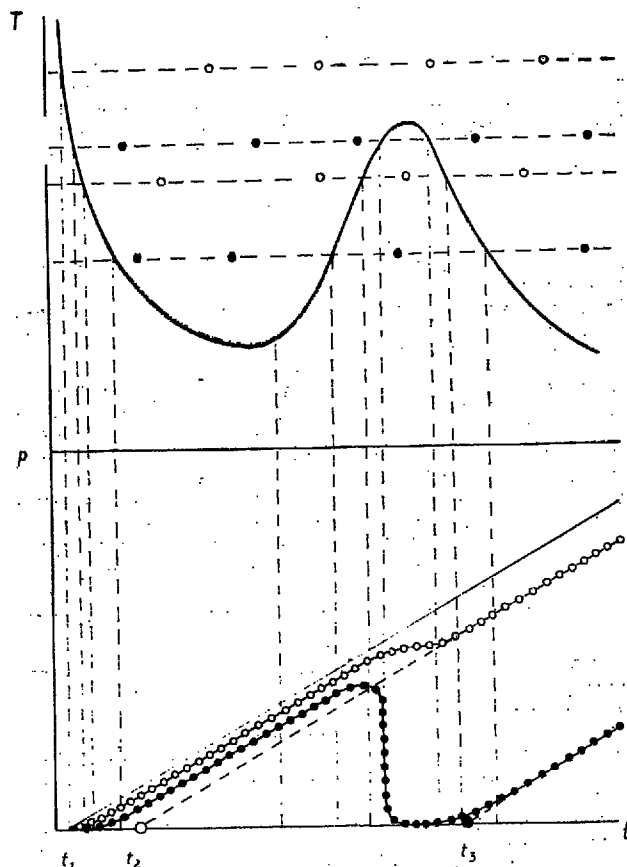
Przykład jest interesujący z metodycznego punktu widzenia, gdyż datowano krzepnięcie podmorskich law, lecz dzięki świadomemu doborowi materiału uzyskano informacje o tempie procesu geodynamicznego.

W ostatnich latach coraz więcej uwagi poświęca się problemom geologicznego znaczenia dat uzyskiwanych metodami geochronologii izotopowej. Dawniej uważano je za daty krystalizacji skał bądź ostatniej przemiany metamorficznej. Sprawa nie



Ryc. 1. Zależność między wiekiem bazaltów a odległością od centralnej doliny grzbietu śródatlantycznego (za Fleischerem et al., 1968).

Fig. 1. Interdependence between the age of basalts and distance from central valley of Mid-Atlantic Ridge (after Fleischer et al., 1968).



Ryc. 2. Historia termiczna masywu (wykres górny) i odpowiadający jej przebieg nagromadzenia się śladów rozszczepień (wykres dolny).

Fig. 2. Thermal history of massif (upper diagram) and corresponding course of accumulation of traces of decay (lower diagram).

T — temperatura, t — czas, p — zagęszczenie śladów.

Wykres górny: grubą linią ciągłą przedstawiono zmiany temperatury; linie poziome wyznaczają zakresy trwałości śladów w dwóch minerałach (jeden — linia z kółkami pełnymi, drugi — z pustymi). Powyżej górnej linii dla każdego minerału ślady rozszczepień są całkowicie zablężnione, poniżej dolnej są one całkowicie zachowane, między liniami — pole częściowej trwałości.

zawsze jednak jest tak prosta. Zastanówmy się nad przykładem intruzji plutonicznej, która po zakończonych wieloetapowych procesach krystalizacji przez długi czas przebywa na znacznych głębokościach w dość wysokiej temperaturze, a następnie ulega powolnemu wypiętrzeniu i erozyjnemu odsłonięciu.

W czasie głównego etapu krystalizacji skały powstający biotyt zamyka w swym składzie określoną zawartość potasu i zaczyna działać jako zegar potasowo-argonowy, gdyż promieniotwórczy izotop  $^{40}\text{K}$  ulega przemianie w izotop  $^{40}\text{Ar}$ . Rzecz jednak w tym, że powstający argon jest składnikiem w sieci biotyту obcym i dzięki dyfuzji ucieka ze struktury. Ponieważ zaś współczynnik dyfuzji jest związany z temperaturą, dopóki więc skała przebywa w temperaturze, przy której powstawanie radiogenicznego argonu jest równoważone przez jego dyfuzyjną ucieczkę, dopóty zegar mierzący czas na podstawie stosunku  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  wskazywać będzie wiek zerowy, niezależnie od czasu jaki upłynął od powstania minerału. Argon zacznie się gromadzić dopiero gdy spadek temperatury wywoła radykalne zmniejszenie dyfuzji, a wzrost stosunku  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$  zacznie poprawnie mierzyć czas dopiero z chwilą gdy dyfuzja praktycznie ustanie.

Jak z tego wynika, metodą potasowo-argonową datujemy nie chwilę powstania minerału, lecz jego ostygnięcie. Mierzmy więc czas, jaki upłynął od przekroczenia przez stygnącą skałę tzw. temperatury zamknięcia (blocking temperature) — temperatury, poniżej której izotop radiogeniczny jest w układzie zatrzymywany. Jak zauważył to Neuvonen (8) na pewnej głębokości w skorupie ziemskiej istnieje poziom, poniżej którego minerały wykażą wieki zerowe, niezależnie od ich prawdziwego wieku. Głębokość tego poziomu jest różna dla różnych minerałów i metod. Nie jest to głębokość w sensie bezwzględnym, lecz położenie powierzchni izotermalnej, zależy więc także od stopnia geotermicznego. Nuklid radiogeniczny zacznie się gromadzić

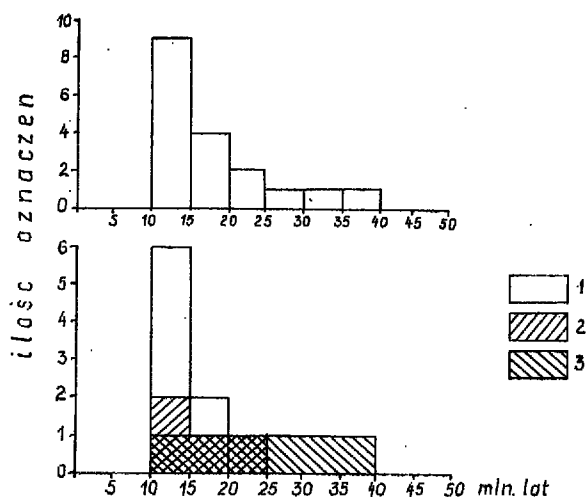
Wykres dolny: cienka linia ciągła przedstawia teoretyczny przebieg nagromadzenia się śladów, wynikający z tempa ich powstawania niezakłóconego zablężnianiem. Krzywa z kółkami pustymi — nagromadzenie się śladów w mineralach o wyższej temperaturze zablężniania, krzywa z kółkami pełnymi — w mineralach o niższej temperaturze zablężniania;  $t_1$  — wiek rzeczywisty skały,  $t_2$  — wiek uzyskany datowaniem pierwszego minerału,  $t_3$  — drugiego.

Podwyższenie temperatury skały, wywołane np. pograżeniem i przykryciem serią osadów, wpłynęło nieznacznie na wynik datowania w jednym mineralu, natomiast całkowicie cofnęło zegar w drugim. Dzięki temu minerał czulszy na podwyższenie temperatury datuje stygnięcie skały po ostatnim jej podgrzaniu (częściowo wg Wagnera, 1972).

T — temperatura, t — time, p — concentration of decay traces. Upper diagram: heavy line marks changes in temperature, horizontal lines mark intervals of persistency of traces in two minerals (first mineral — solid circles, second mineral — open circles). Above the upper lines of each mineral the decay traces are completely healed, and below the lower line — they are fully preserved; the field delineated by the lines is the field of partial persistency.

Lower diagram: thin line marks theoretical course of accumulation of the traces, resulting from the rate of their formation undisturbed by healing. Curve with open circles — accumulation of the traces in mineral with higher temperature of healing; curve with solid circles — accumulation of the traces in mineral with lower temperature of healing;  $t_1$  — actual age of rock,  $t_2$  — age based on dating of the first mineral,  $t_3$  — age based on dating of the second mineral.

Increase in rock temperature, resulting from e.g. subsidence and burial of rock under sedimentary cover, has slightly effected the dating of the first mineral and completely changed the dating of the second mineral. In result of this phenomenon the mineral more sensitive to increase of temperature records the time of the last warm up of rock (partly after Wagner, 1972).



Ryc. 3. Histogram wyników datowań krystalicznych skał tatrzańskich metodą śladów. Wykres górny — sumaryczny; wykres dolny — z rozbiciem na regiony.

1 — Tatry Wysokie, 2 — trzon Tatr Zachodnich, 3 — skały krystaliczne wyspy goryczkowej.

Fig. 3. Histogram of datings of crystalline rocks from the Tatra Mts by the trace analysis method. Upper diagram — summative; lower diagram — with subdivision into regions.

1 — the High Tatra, 2 — core of the Western Tatra, 3 — crystalline rocks of Goryczkova „island”.

dopiero po przekroczeniu tej powierzchni, a mierzony „wiek” będzie czasem, jaki upłynął od ochłodzenia (cooling age), co w wielu wypadkach pokrywa się z wypiętrzaniem.

Przedstawiony model zachowania się zegarów izotopowych opracowany został na podstawie rozważań teoretycznych i badań doświadczalnych nad dyfuzją. Pierwszego przykładu z praktyki geologicznej dostarczył Hurley (6) z Nowej Zelandii. Datowania biotytów z łupków łyszczykowych jurajskich, a więc mających co najmniej 150 mln lat, dały rezultaty w przedziale 4—8 mln lat. Jednak owe łupki przez ponad 100 mln lat były pogrążone na głębokościach zapewne wystarczających, by podwyższona temperatura uniemożliwiła gromadzenie się izotopów radiogenicznych. Uzyskane „wieki” odnoszą się nie do metamorfizmu, lecz do wyniesienia i erozji.

Studia nad geochronologią Alp Szwajcarskich (np. Armstrong, Jäger i Eberhardt — 1) ujawniły, że z tych samych próbek skał muskowitz zawsze dawał wiek około 8 mln lat wyższy niż biotyt. Ponieważ zaś temperatura zamknięcia dla układu Rb-Sr wynosi około 500° dla muskowitzu, zaś około 300° dla biotytu (tak sądzono jeszcze do niedawna: Hunziker — 5; obecnie przypuszcza się, że temperatury te są niższe), oznacza to, że ochłodzenie skał o 200° nastąpiło w ciągu 8 mln lat, co przy stopniu geotermicznym 30°/km wyznacza szybkość wypiętrzania na 0,8 mm/rok.

O ile mechanizm cofania zegarów jądrowych, których działanie polega na nagromadzeniu nuklidu radiogenicznego (Ar, Sr, Pb, He) jest natury dyfuzyjnej, o tyle analogiczny proces zakłócający bieg zegarów trakowych wynika z zablizniania tych śladów. Podwyższona temperatura ułatwia naprawę defektów sieciowych, stopniowy zanik śladów rozszczepienia. Podobnie do dyfuzji tempo tego procesu jest związane z temperaturą. Specyfika datowań metodą śladów wynika z wielkiej rozpiętości temperatur, w jakich ślady w różnych minerałach zanikają (ryc. 2), oraz z tego, że w niektórych minerałach, np. w apatycie, temperatura zaniku śladów jest bardzo niska. Umożliwia to datowanie wydarzeń geologicznych różnego rodzaju, także takich,

które nie są związane z petrogenetycznym rozwojem skał, lecz z procesami czysto tektonicznymi. Posłuże się przykładem z Polski.

Przed kilkoma laty udało się wykazać metodą rubidowo-strontową, że skały granitowego trzonu Tatr powstały około 300 mln lat temu i że ostatni etap metamorfizmu skał krystalicznych Tatr Zachodnich odbył się mniej więcej w tym samym czasie (2). Ostatnio zbadano apatyt pochodzący z tych samych próbek, z których wiek biotytu i muskowitzu oznaczono na owe 300 mln lat (3). Wyniki datowań metodą śladów przedstawia ryc. 3. Rozdzielenie ich stosownie do regionów pochodzenia próbek ujawnia, że Tatry Wysokie reprezentowane są przez wartości 10—22 mln lat (silne maksimum dla 10—15 mln), Tatry Zachodnie 13—23 mln lat, zaś wyniki dla skał wyspy goryczkowej rozsiane są w całym przedziale od 10 do 37 mln lat, bez wyraźnego maksimum.

Ponieważ apatyt jest minerałem, w którym ślady rozpadu jąder uranu ulegają zabliznieniu już w temperaturach 120—140°C, co może być wywołane pogrążeniem skał na głębokość zaledwie kilku kilometrów, wyniki datowań przedstawiają czas, jaki upłynął od ochłodzenia skał poniżej tych temperatur. W języku geologicznym zapewne oznacza to postorogeniczne wypiętrzanie masywu i erozyjne usunięcie nadkładu. Przyniesione dane wskazują, że stało się to w miocenie. Odmienny rozkład wartości dla próbek pochodzących z wyspy goryczkowej odzwierciedla szczególną pozycję tej jednostki w strukturze masywu i z tym związaną różnicę w historii termicznej.

Wyspa goryczkowa jest płatem odciętym ze stropowej części trzonu i nasuniętym na serie osadowe północnych stoków masywu. W okresie poprzedzającym alpejskie szarższe skały obecnej wyspy były usytuowane znacznie wyżej niż te, które występują na dzisiejszej powierzchni erozyjnej trzonu. Również w okresie pomiędzy późnokredową orogenezą a miocenijskim wypiętrzaniem grubość płaszczki pokrywającej skały wyspy była zapewne mniejsza niż grubość kolumny skał między późnokredową i obecną powierzchnią terenu na obszarze Tatr Wysokich. Stąd datowane próbki z trzonu przebywały w temperaturach całkowitego zablizniania śladów dłużej niż próbki z jednostki goryczkowej.

W efekcie, jeśli datowania granitów Tatr Wysokich odpowiadają wypiętrzaniu i denudacyjnemu odsłonięciu, daty dla skał wyspy są skłócone śladami rozszczepień z dawniejszej historii. Powyższa interpretacja wykorzystuje fakt, że w młodszych dziejach Tatr jedynym czynnikiem, który mógłby być odpowiedzialny za podwyższenie temperatury było pogrążenie skał krystalicznych pod kilkukilometrowym płaszczem osadów przykrywających. Na innych obszarach czynnikiem powodującym wzrost temperatury mogą być np. rozległe wylewy skał wulkanicznych.

W masywie powoli dźwigającym się ku górze poszczególne jego poziomy stopniowo przekraczają kolejne powierzchnie izotermiczne związane ze stopniem geotermicznym, stopniowo wynurzają się ze strefy wieku zerowego. W tym samym czasie gdy strop masywu rejestruje już rozpady uranu, zegary trakowe w niższych częściach masywu wciąż wskazują zero. Można zatem spodziewać się pionowego zróżnicowania dat. Szanse wykrycia takiego efektu w przyrodzie istnieją tylko przy dużych różnicach wysokości i to tylko przy wypiętrzaniach niedawnych, gdyż jedynie wtedy różnice wiekowe są wystarczająco duże w stosunku do czasu, jaki upłynął od tego wydarzenia.

Nic więc dziwnego, że dotychczas rozpoznano tylko jeden przypadek efektu wysokości i że pochodzi on z Alp. Wagnerowi i Reimerowi (11) udało się wykazać, że dla próbek z masywu Monte Rosa efekt wysokości jest uchwytyny i że średnia różnica wieku wynosi 2,5 mln lat na 1 km różnicy wzniesień, co wskazuje na pliocenijskie wypiętrzanie masywu w tempie około 0,4 mm/rok. Jak z przytoczonych przykładów wynika, metody geochronologii bezwzględnej mogą dostarczać informacji przydatnych bezpośrednio w studiach geotektonicznych.

## LITERATURA

1. Armstrong R. L., Jäger E., Eberhardt P. — A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 1, 1966.
2. Burchart J. — Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mountains, Poland. *Am. Journ. of Sci.* vol. 266, 1968.
3. Burdhart J. — Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mountains, Poland. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 15, 1972.
4. Fleischer R. L., Viertl J. R. M., Price P. B., Aumento F. — Mid-Atlantic Ridge: age and spreading rates. *Science*, vol. 161, 1968.
5. Hunziker J. C. — Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. 63/1, 1970.
6. Hurley P. M., Hughes H., Pinson W. H., Fairbairn H. W. — Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine Fault uplift. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 26, 1961.
7. Hurley P. M., Hughes H., Faure G., Fairbairn H. W., Pinson W. H. — Radiogenic strontium-87 model of continent formation. *Journ. of Geoph. Research.* vol. 67, 1962.
8. Neuvonen K. J. — The apparent age pattern of the crust. *Bull. Com. geol. Finl.*, no 196, 1961.
9. Smith A. G. — Continental drift. [In:] I. G. Gass, P. J. Smith, R. C. L. Wilson (red.) — *Understanding the Earth*. The M. I. T. Press, Cambridge, Massachusetts, 1971.
10. Wagner G. A. — The geological interpretation of fission track ages. *Transactions of the American Nuclear Society*, vol. 15, 1972.
11. Wagner G. A., Reimer G. M. — Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 14, 1972.

## SUMMARY

Geochronological determinations may yield important information not only on the so called rock ages but also on the rate of geodynamic processes, provided the sampling pattern expresses a clearly defined problem to be solved. The point is illustrated by a review of papers in which geochronological data were used as an argument in favour of continental drift, to estimate the rate of sea-floor spreading, the age of postorogenic uplift of a mountain chain, and the rate of such an uplift.

## РЕЗЮМЕ

Геохронологические данные могут дать важные сведения не только в отношении возраста горных пород, но также в отношении темпов геодинамических процессов, при условии отбора образцов соответственно заданной цели. В качестве примеров приведены работы, в которых определения возраста были использованы для поддержки гипотезы дрефта континентов, определения темпов раздвигания океанического дна и определения времени и скорости посторогенного формирования горных массивов.