

Katarzyna BRZÓZKA¹, Marek WOŹNIAK², Jolanta GAŁĄZKA-FRIEDMAN³

Meteority marsjańskie – czy rzeczywiście pochodzą z Marsa?

Martian meteorites – do they really come from Mars?

Abstract: Although the concept of Martian meteorites was not yet known 50 years ago, today there are nearly 400 meteorites in this group. Only five of them were observed falling to Earth, the rest were found many years after their fall. They are all achondrites and, with a few exceptions, they all belong to the SNC (Shergotty-Nakhla-Chassigny) clan. At the end of the last century, the origin of these meteorites was hotly discussed and is intensively studied to this day. There is more and more evidence that their parent body is Mars. The main factor is the age of crystallization of SNC meteorites, repeatedly determined using various methods, mainly isotopic ones. This age does not exceed 2.4 billion years which is much less than the age of the Solar System, i.e. 4.6 billion years. Specific mineral and isotopic composition and proportion of gases trapped in the form of bubbles in the meteorite shock glass, identical in terms of noble gas content to the Martian atmosphere, also clearly points to Mars as the parent body of Martian meteorites. A significant contribution to the study of Martian meteorites is made by investigations carried out using Mössbauer spectroscopy based on iron, to determine the mineral composition of Martian meteorites and to compare the results with those obtained by spectrometers installed on Mars rovers during the MER – Mars Exploration Mission.

Keywords: Martian meteorites, SNC meteorites, crystallization age, Mössbauer spectroscopy

Co to są meteority marsjańskie?

Najsłynniejszy z grupy meteorytów, których pochodzenie z czasem stało się przedmiotem gorących dyskusji i do dziś wzbudza liczne kontrowersje, spadł w 1865 r. w Indiach, w małej wiosce Shergotty (rys. 1). Ważył w sumie 5 kg, a jego części bardzo szybko zostały znalezione przez świadków tego wydarzenia. Należy on do meteorytów kamiennych, typu achondrytów i swoją strukturą przypomina zastygłą magmę. Główny jego fragment do dziś znajduje się w Muzeum Towarzystwa Geologicznego w Kalkucie. Już pierwsze, choć bardzo niedokładne oszacowania

¹ *Uniwersytet Radomski im. Kazimierza Pułaskiego, Katedra Fizyki, Wydział Mechaniczny*

² *Uniwersytet Warszawski, Wydział Biologii*

³ *Politechnika Warszawska, Wydział Fizyki*

wieku tego meteorytu metodą radiologiczną (Geiss i in. 1958) wskazywały, że jest on znacznie młodszy, niż inne znajdowane meteoryty kamienne. Następnym meteorytem z klanu shergottytów, nazwanym tak od miejscowości spadku pierwszego z nich, spadł w 1962 roku w Nigerii (Zagami, TKW⁴ 18 kg), a kolejne znaleziono w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych na czapie lodowej na Antarktydzie. Najbardziej znanym z nich jest meteoryt EETA 79001, o wadze 8 kg. Podobne meteoryty, ale o innym składzie mineralnym, spadły w 1911 r. w Egipcie i ich nazwa nakhlity także pochodzi od miejscowości, w której spadło – w formie „deszczu meteorytowego” – około czterdziestu kamieni o sumarycznej wadze około 10 kg. Zwrócono też uwagę na 4-kilogramowy egzemplarz meteorytu, który wcześniej, w 1815 r. spadł w miejscowości Chassigny we Francji (i został zaliczony do klasy chassignitów). Wymienione meteoryty oraz inne z tego klanu określa się wspólną nazwą SNC, od pierwszych liter nazw (Shergotty-Nakhlita-Chassigny). Ich charakterystyczną cechą jest to, że skryształizowały nie dawniej niż 1,4 miliarda lat temu, a więc znacznie później, niż większość meteorytów, których wiek szacowany jest na 4,5 mld lat, co stanowi wielkość zbliżoną do wieku Układu Słonecznego. Młody wiek powstawania meteorytów SNC był jedną z wcześniej rozpoznanych cech, które sugerowały ich pochodzenie z ciała planetarnego, takiego jak Mars.

Do dziś (do 13.02.2024 r.) znaleziono 378 meteorytów z klanu SNC, w tym 319 shergottytów, 32 nakhlitów, 3 chassignity (Meteoritical Bulletin Database). Ich masy są bardzo różne, od 0,5 g do blisko 35 kg. Tylko pięć z nich obserwowano w trakcie spadku. Najnowszym z tej piątki jest shergottyt Tissint o całkowitej wadze 7 kg, który spadł w Maroku, w 2011 r. (rys. 2). Meteoryty SNC określa się często jako marsjańskie. Do meteorytów marsjańskich zalicza się również kilka okazów nie mieszczących się w tradycyjnej klasyfikacji „SNC”. Naj-



Rys. 1. Fragment meteorytu Shergotty (źródło: Wikipedia).

Fig. 1. Fragment of the Shergotty meteorite (source: Wikipedia).



Rys. 2. Meteoryt (shergottyt) Tissint (źródło: Wikipedia).

Fig. 2. Tissint meteorite (shergottite) (source: Wikipedia).

⁴ W klasyfikacji meteorytów podaje się całkowitą wagę wszystkich okazów, tzw. TKW – ang. *total known weight*.

bardziej znane z nich to: ALH 84001 i NWA 7034, a także ponad 20 meteorytów pochodzących prawdopodobnie z tego samego meteoroidu, który rozpadł się na kilka części po wybiciu z obiektu macierzystego lub po wejściu w atmosferę ziemską.

Czy jednak nazwa: meteoryty marsjańskie jest uzasadniona? Czy rzeczywiście pochodzą one z Marsa?

Hipoteza o marsjańskim pochodzeniu meteorytów SNC pojawiła się pod koniec lat siedemdziesiątych XX wieku i została po raz pierwszy sformułowana przez H.Y. McSweena Jr. oraz E. Stolpera w miesięczniku popularnonaukowym *Scientific American* (McSween i in. 1980), a następnie rozwinięta w publikacjach naukowych (McSween 1985) i popularnonaukowych (McSween 1996). Przypuszczenie, że obiekty te zostały wyrzucone w przestrzeń kosmiczną z Marsa wskutek uderzenia masywnej planetoidy o jego powierzchnię, wydawało się początkowo nieprawdopodobne, tym bardziej, że nie znane były wówczas jeszcze meteoryty pochodzące z Księżyca. Pierwszy meteoryt, który rozpoznano jako księżycowy – ALH 81005 o TKW⁵ 31,4 g, znaleziono w styczniu 1982 r na Antarktydzie. W ciągu kilku lat, po intensywnych badaniach, stwierdzono bez wątplenia, że pochodzi on z Księżyca. Najbardziej przekonujące dowody wynikały z porównania jego składu mineralnego i izotopowego z próbkami przywiezionymi w ramach księżycowych misji Apollo (Laul i in. 1983). Wkrótce okazało się, że w zbiorach meteorytów w USA i Japonii znajduje się jeszcze kilka okazów znalezionych wcześniej na Antarktydzie i w Australii, które dopiero później zidentyfikowano jako księżycowe. Fakty te dostarczyły ważnych argumentów wskazujących, że możliwe jest dotarcie na naszą planetę meteorytów pochodzących z ciał macierzystych, masywniejszych niż planetoidy. Z drugiej strony, większa masa Marsa w stosunku do masy Księżyca i znacznie większa odległość od Ziemi sprawiały, że hipoteza o pochodzeniu meteorytów SNC z Czerwonej Planety nadal budziła wiele wątpliwości. Trudno było też ocenić wpływ marsjańskiej atmosfery, której średnie ciśnienie szacowane jest obecnie na 600 Pa, ale w dalekiej przeszłości prawdopodobnie było wielokrotnie większe (Jakosky i in. 2018).

Struktura i skład meteorytów SNC – marsjańskie tropy

Znaczna część meteorytów SNC to maficzne i ultramaficzne kumulaty, które krystalizowały niezbyt głęboko w skorupie ciała macierzystego i ostatecznie ukształtowały się w wyniku akumulacji świeżo powstałych minerałów pod działaniem siły ciężkości. W obiektach tych obserwujemy specyficzne ułożenie kierunków i różne rozmiary ziaren w zależności od ich położenia w meteorycie (McSween 1996). Analiza wpływu takich czynników, jak grawitacja, gęstość i lepkość magmy oraz masa ziaren doprowadziła badaczy do wniosku, że aby kryształ

⁵ TKW – całkowita znana waga (ang. *total known weight*).

w shergottytach utworzyły obserwowane struktury, konieczne jest ciało macierzyste o wielkości co najmniej Księżyca. To dobitnie pokazuje, że meteoryty tego typu nie mogły powstać na planetoidach.

Najliczniej reprezentowane wśród meteorytów marsjańskich, meteoryty SNC należą do achondrytów i przypominają ziemskie skały magmowe: bazalt i gabro. Ich głównymi minerałami skałotwórczymi są krzemiany i glinokrzemiany żelaza i magnezu (Treiman i in. 2000, *Martian Meteorite Compendium* 2022). Shergottyty składają się głównie z piroksenów, plagioklazów (zawierają też maskelynit – szkliwo) i oliwinów. Zawierają również minerały uwodnione (np. amfibole); jednak ich szczegółowy skład jest bardziej różnorodny. W większości należą do skał magmowych (w dużej części wylewnych), a zatem musiały powstać w okresie, gdy na obiekcie macierzystym aktywny był wulkanizm. Do shergottytów zalicza się również skały typu głębinowego. Niektóre z nich skryształizowały zaledwie 175 milionów lat temu, wiek innych szacowany jest na blisko 2,4 mld lat.

Nakhlity prawdopodobnie pochodzą z magm ultrazasadowych, są skałami bazaltowymi, toleitowymi; zawierają kryształy augitu i oliwinu. Chassignity wykazują podobieństwo do ziemskiego dunitu – są gruboziarnistą skałą zawierającą w większości bogaty w Fe oliwin, z małym udziałem klinopiroksenu i plagioklazu. Należą do skał głębinowych, wykryształizowały ok. 1,3 miliarda lat temu i prawdopodobnie zostały wyrzucone z macierzystego obiektu podczas jednego uderzenia (Nyquist i in. 2001).

Jak już wspomniano, do meteorytów marsjańskich zaliczany jest znaleziony w 1984 r. na Antarktydzie meteoryt Allan Hills – ALH 84001 (rys. 3), który nie należy do grupy SNC, gdyż ma zupełnie inny skład. Aż 97% skały tworzącej ten meteoryt stanowią gruboziarniste ortopirokseny. Jest on znacznie starszy, niż meteoryty SNC – jego wiek krystalizacji szacuje się na 4,1 mld lat (wiek noachiański dla Marsa) (Lappen i in. 2010). Obecnie znanych jest więcej meteorytów marsjańskich spoza grupy SNC. Jednak badania izotopowe, szczególnie analiza izotopów tlenu, jednoznacznie wskazują, że ciałem macierzystym dla tego meteorytu jest Mars. Wiek zbliżony do wieku Układu Słonecznego sugeruje, że ALH 84001 pochodzi z najstarszych rejonów tej planety (Lappen i in. 2010).

W ogromnej większości meteorytów SNC i w meteorycie ALH 84001 występują w niewielkich ilościach minerały, które mają szczególne znaczenie dla określenia ich ciała macierzystego. Są to np. minerały tlenkowe: magnetyt, chromit lub ilmenit, które zawierają śladowe ilości żelaza Fe^{3+} , siarczki żelaza: piryt i pirotyn (a nie typowy dla innych meteorytów troilit) (Treiman i in. 2000, Hurnik 2018), a także minerały, które powstają wskutek pierwotnego lub wtórnego działania wody – np. amfibole, węglany i siarczany wapnia, fosforany, chlorki i inne sole oraz materiały ilaste (np. krzemiany warstwowe, obecne głównie w Nakhlitach). Jeśli można wykluczyć, że są to zanieczyszczenia pochodzące z powierzchni Ziemi, to ich obecność stanowi ważną przesłankę świadczącą o marsjańskim pochodzeniu tych meteorytów (Hurnik 2018).

W wyniku uderzenia, które spowodowało wyrzucenie kawałków skał poza obszar przyciągania ciała macierzystego, niektóre z meteorytów SNC zostały częściowo-

Rys. 3. Fragment meteorytu Allan Hills – ALH 84001 (źródło: Wikipedia).

Fig. 3. Fragment of the Allan Hills meteorite – ALH 84001 (source: Wikipedia).

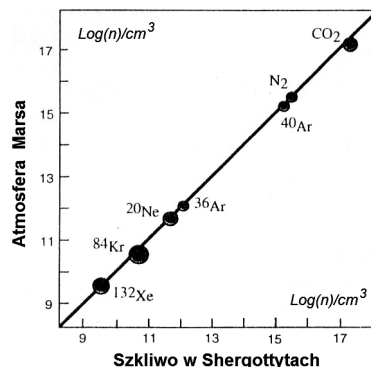


wo stopione, a następnie zastygły. W tym gwałtownym procesie mogła nastąpić wymiana gazów pomiędzy wnętrzem skały a otaczającą ją atmosferą. Świadczy o tym fakt, że badanie wieku szkliva meteorytów na podstawie zawartości izotopów argonu daje niewiarygodne wyniki (np. czas znacznie dłuższy od wieku Układu Słonecznego). Ogrzewanie takiego kawałka szkliva i analiza wydzielonych przy tym gazów mogą natomiast wskazać skład atmosfery ciała macierzystego. Badania, wykonane tą metodą dla meteorytu EETA 79001 (shergottyt) wykazały bardzo dobrą zgodność składu wyekstrahowanej mieszaniny gazów ze składem atmosfery Marsa (Bogard i in. 1983, Becker i in. 1984). Skład marsjańskiej atmosfery został przeanalizowany na podstawie wyników obserwacji teleskopowych oraz spektrometrii masowej wykonanej w ramach kosmicznej misji Viking (Owen i in. 1977) i różni się znacznie pod względem względnej zawartości CO_2 , N_2 i gazów szlachetnych oraz stosunków izotopowych gazów szlachetnych od mieszanin gazów pochodzących z innych lotnych źródeł w Układzie Słonecznym (Wiens i in. 1986, Pepin 1991, Wong i in. 2013). Ilustruje to rysunek 4, na którym – na osiach: poziomej i pionowej – naniesiono koncentrację poszczególnych gazów w skali logarytmicznej, odpowiednio: w wydzielonej mieszance gazów i w atmosferze marsjańskiej. Linia ciągła odpowiada współczynnikowi nachylenia równemu 1.

Meteoryty marsjańskie mają swoje własne, odrębne „sygnatury” chemiczne i izotopowe (Martian Meteorite Compendium). Być może najbardziej spektakularne są właśnie różnice izotopowe. Tak np. tlen jest pierwiastkiem występującym

Rys. 4. Porównanie koncentracji gazów (w skali logarytmicznej) w szkliwie meteorytu EETA 79001 i w atmosferze marsjańskiej. Linia ciągła odpowiada współczynnikowi nachylenia równemu 1 (Bogard et al. 1983).

Fig. 4. Comparison of gas concentrations (on a logarithmic scale) in the glass of the EETA 79001 meteorite and in the Martian atmosphere. The solid line corresponds to the slope coefficient equal to 1 (Bogard et al. 1983).



powszechnie w ciałach skalistych Układu Słonecznego i ma trzy stabilne izotopy: ^{16}O , ^{17}O i ^{18}O . Proporcje tych izotopów są nieznacznie różne w poszczególnych planetach i planetoidach i charakterystyczne dla danego ciała kosmicznego, gdyż podczas zjawisk geologicznych wszystkie procesy fizyko-chemiczne frakcjonują izotopy proporcjonalnie do ich mas. Analiza składu izotopowego tlenu w kilkudziesięciu achondrytach (w tym 20 typu SNC, a także w meteorycie ALH 84001) pokazała, że meteoryty marsjańskie wyróżniają się unikalną relacją pomiędzy zawartością izotopów tlenu, których linia frakcjonowania różni się od linii frakcjonowania Ziemi i Księżyca lub innych klas meteorytów (Clayton i in. 1996). Prawdopodobnie jest to wynikiem niepełnego wymieszania się tlenu w obłoku mgławicy słonecznej podczas kondensacji mgławicy i powstawania planet. Przedstawione dane z badań izotopowych, chemicznych i petrograficznych meteorytów i potencjalnych ciał rodzimych zdecydowanie przemawiają za przypisaniem do tej grupy jednego podmiotu macierzystego – planety Mars (Franchi i in. 1999).

Proporcje FeO/MnO w skałach i minerałach również są inne w przypadku meteorytów marsjańskich, niż w pozostałych achondrytach (Papike i in. 2009), podobnie jak stosunki K/La i Ga/Al oraz proporcja między izotopami wodoru D/H (Hallis 2017). Charakterystyczne dla meteorytów marsjańskich są również stosunki gazów szlachetnych i ich izotopów (Pepin 1991).

Jak określa się wiek meteorytów marsjańskich?

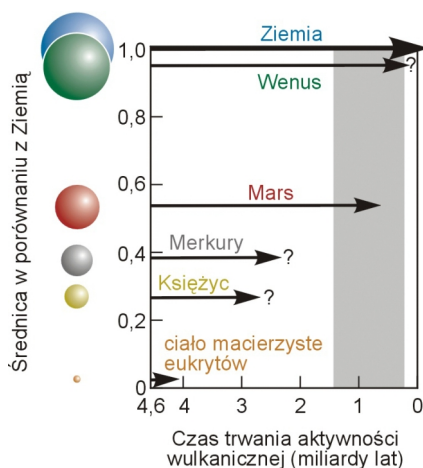
Ponieważ wiek meteorytów SNC, znacznie mniejszy niż wiek Układu Słonecznego, stanowi jedną z głównych przesłanek ich pochodzenia z Czerwonej Planety, warto przypomnieć, w jaki sposób jest on ustalany.

W początkowym okresie istnienia Układu Słonecznego, planety grupy ziemskiej, a także niezbyt odległe od Słońca planetoidy przeszły krótki (w skali kosmicznej) etap silnego ogrzania, w wyniku którego tworząca je materia uległa całkowitemu lub częściowemu stopieniu. Wraz ze stopniowym ich stygnięciem, spowalnianym przez uwalnianie energii w wyniku rozpadów promieniotwórczych, następowała ponowna krystalizacja. Czas trwania tego procesu był tym dłuższy, im większe były rozmiary ciała. W przypadku Ziemi trwa on wciąż, czego dowodem jest obecność płynnej magmy w ziemskim płaszczu oraz aktywność wulkaniczna. Szacuje się, że na Marsie procesy zestalania zakończyły się kilkaset milionów lat temu, wiek zestalania na Merkury i ziemskim Księżycu wynosi ponad dwa miliardy lat, zaś planetoidy wystygły około 4,5 mld lat temu. Ze względu na niewielkie rozmiary planetoidy szybko oddawały energię ciepłą na zewnątrz, a jednocześnie procesy rozpadów promieniotwórczych, zachodzące w ich głębi, były zbyt mało intensywne, aby w dłuższym czasie utrzymać wysoką temperaturę.

Relację pomiędzy wielkością ciała w Układzie Słonecznym i okresem jego aktywności wulkanicznej schematycznie przedstawiono na rysunku 5. Wynika z niej, że Merkury, Księżyc i planetoidy nie mogą być ciałami macierzystymi dla meteorytów SNC, gdyż w okresie krystalizacji meteorytów na ciałach tych nie odbywały się procesy wulkaniczne.

Rys. 5. Relacja pomiędzy wielkością ciała w Układzie Słonecznym i okresem jego aktywności wulkanicznej. Punkt 0 na osi poziomej oznacza chwilę obecną. Szary, pionowy pas odpowiada wiekowi meteorytów SNC (McSween 1996, zmodyfikowane).

Fig. 5. Relationship between the size of a body in the Solar System and the period of its volcanic activity. The point 0 on the horizontal axis represents the present moment. The gray vertical band corresponds to the age of SNC meteorites (McSween 1996, modified).



Meteoryty marsjańskie zbudowane są głównie ze składników obecnych na ich ciele macierzystym. Czas, który upłynął od krystalizacji do momentu pomiaru, nazywamy wiekiem krystalizacji. Wyznacza się go metodą datowania izotopowego, przy użyciu różnych izotopów. Metoda potasowo-argonowa (K-Ar), która jako pierwsza została użyta do wyznaczenia wieku meteorytów w 1951 r. (Gerling i in. 1951), opiera się na analizie ilości argonu – produktu rozpadu radioaktywnego izotopu potasu. W tej metodzie wykorzystuje się powszechność występowania potasu w minerałach oraz istnienie jego niestabilnego izotopu ^{40}K o długim czasie rozpadu – 1,26 miliarda lat. Produktem rozpadu jest trwały gazowy izotop argonu ^{40}Ar . Warunkiem prawidłowego oznaczenia czasu jest brak wymiany produktu końcowego z otoczeniem (układ zamknięty). W przypadku skał momentem zerowym jest krystalizacja, która powoduje uwięzienie argonu w ich wnętrzu. Wiek krystalizacji określa się na podstawie proporcji pomiędzy zawartością obu izotopów. Jednak należy uwzględnić fakt, że w wyniku gwałtownego uderzenia, powodującego wybite kawałków materiału poza obszar przyciągania ciała macierzystego, może nastąpić fragmentaryczne ich stopienie, co pozwala na częściową ucieczkę argonu i jednocześnie przedostanie się do wnętrza gazów z atmosfery.

Wiek minerałów zawierających tor, uran lub ich domieszki (np. wiek uraninitu, torytu, monacytu) określa się metodą ołowiową, która bazuje na pomiarach zawartości izotopów promieniotwórczych ^{238}U , ^{235}U lub ^{232}Th oraz powstających z nich, w wyniku kolejnych przemian, trwałych izotopów ołowiu ^{206}Pb , ^{207}Pb lub ^{208}Pb . Wiek wyznacza się na podstawie stosunku zawartości poszczególnych par izotopów, np. ^{238}U i ^{206}Pb . Dobre wyniki daje także metoda rubidowo-strontowa (np. w płagioklazach), pozwalająca ustalić wiek skał na podstawie rozpadu promieniotwórczego rubidu ^{87}Rb na trwały radiogeniczny stront ^{87}Sr i polegająca na wyznaczeniu stosunku izotopów $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ za pomocą spektrometru masowego. Można ją stosować do datowania skał magmowych i osadowych o wieku ponad 100 mln lat, gdyż czas połowicznego rozpadu rubidu wynosi 48,6 mld lat. Stosowana jest także metoda samarowo-neodymowa, wykorzystująca rozpad alfa długocząściowego izotopu ^{147}Sm , w wyniku czego powstaje stabilny radiogeniczny izotop

^{143}Nd (czas połowicznego rozpadu $1,06 \cdot 10^{11}$ lat) lub rozpad alfa izotopu ^{146}Sm prowadzący do powstania ^{142}Nd (czas połowicznego rozpadu $1,03 \cdot 10^8$ lat). Metody te zastosowano m. in. do określenia wieku meteorytu Shergotty (Jagoutz i in. 1986), a także wielu innych meteorytów marsjańskich. Również wyniki badań proporcji pomiędzy izotopami $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, którym w ostatnich latach poddano siedem shergottytów, dały w efekcie wiek tych meteorytów zgodny z metodami U-Pb, Rb-Sr, and Sm-Nd (Cohen i in. 2023).

Wyznaczony w ten sposób wiek meteorytów SNC jest wielokrotnie krótszy od wieku Układu Słonecznego (tab. 1) i przedziału czasu, w ciągu którego planetoidy na pewno nie były aktywne wulkanicznie. Oznacza to, że meteoryty te nie mogą pochodzić z planetoid, lecz przeciwnie, ich ciałem macierzystym powinna być planeta nie mniejsza, niż Mars.

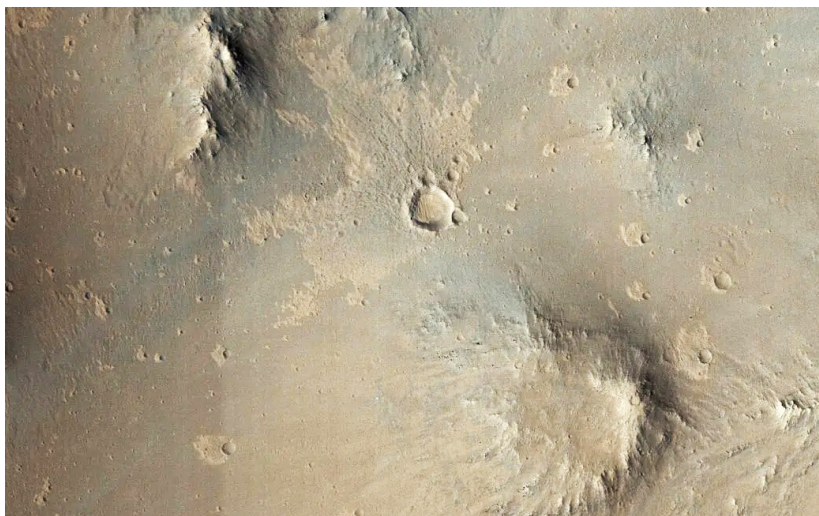
Tabela 1. Wiek krystalizacji meteorytów marsjańskich różnych grup (S – shergotty, N – nakhlity, C – chassignity, I – inne), wyznaczony metodami izotopowymi.

Table 1. Age of crystallization of Martian meteorites of various groups (S – shergottites, N – nakhlites, C – chassignites, I – others), determined using isotopic methods.

Nazwa	Grupa	Rok znal.(z)/spadku(s)	Wiek (mln lat)	Poz. liter.
Shergotty	S	1865 (s)	160–360	(Nyquist i in. 2001, Cohen i in. 2023)
Tissint	S	2011 (s)	540–582	(Schultz i in. 2020, Cohen i in. 2023)
DaG 476	S	1998 (z)	474–481	(Nyquist i in. 2001, Cohen i in. 2023)
Zagami	S	1962 (s)	163–242	(Nyquist i in. 2001)
Nakhla	N	1911 (s)	1230–1360	(Nyquist i in. 2001)
Lafayette	N	1931 (z)	1250–1330	(Nyquist i in. 2001)
Chassigny	C	1815 (s)	1220–1390	(Nyquist i in. 2001)
ALH 84001	I	1984 (z)	3920–4550	(Nyquist i in. 2001, Lapen i in. 2020)

Ucieczka z Marsa i co dalej?

Meteoroidy i planetoidy spadają na powierzchnię planet z ogromnymi prędkościami, rzędu kilku – kilkudziesięciu kilometrów na sekundę. Ich energia kinetyczna w większości zużywana jest na utworzenie krateru i przekształcenie skał i gruntu w obszarze uderzenia, a także na energię kinetyczną „fontanny” fragmentów skał wyrzuconych w górę. Ogromna większość tych fragmentów spada z powrotem na powierzchnię planety, wybijając krater wtórny, zazwyczaj dużo mniejsze i licznie rozmieszczone wokół krateru pierwotnego. Takie specyficzne grupy kraterów widoczne są na zdjęciach, wykonanych przez należącą do NASA sondę Mars Reconnaissance Orbiter w regionie Elysium Planitia na Marsie (rys. 6). Spora-dycznie może się zdarzyć, że odłamek skały uzyska wystarczająco dużą prędkość, by przezwyciężyć siły grawitacji i opory atmosfery i w efekcie opuścić obszar przyciągania macierzystej planety. Minimalna prędkość ucieczki z Marsa wynosi około 5 km/s, a więc jest ponad dwukrotnie mniejsza, niż tzw. II prędkość kosmiczna (ziemska). Po tysiącach lub nawet milionach lat podróży kosmicznej taki fragment



Rys. 6. Drobne kratery wtórne wokół kraterów pierwotnych – region Elysium Planitia na Marsie (źródło: <https://www.nasa.gov/image-article/escape-from-mars/>).

Fig. 6. Minor secondary craters around primary craters – the Elysium Planitia region of Mars (source: <https://www.nasa.gov/image-article/escape-from-mars/>).

może zostać przechwycony przez pole grawitacyjne Ziemi lub innej planety i w rezultacie upaść na jej powierzchnię.

Symulacje komputerowe impaktów masywnych obiektów w jednorodnej i warstwowej analogii terenu marsjańskiego pokazały (Head i in. 2002), że w kraterach o wielkości zaledwie ~ 3 km mogą zostać wyrzucone z Marsa fragmenty o wielkości $\sim 10^7$ decymetrów. Ta minimalna średnica krateru jest co najmniej czterokrotnie mniejsza, niż wyniki wcześniejszych oszacowań i zależy od składu fizycznego materiału docelowego.

Uderzenie, które powoduje wyrzucenie fragmentów skał z powierzchni Marsa, wywołuje jednocześnie gwałtowny wzrost ciśnienia (tzw. ciśnienie uderzeniowe) oraz wzrost lokalnej temperatury. Następstwem tego są szokowe zmiany w budowie skał. W zależności od wielkości ciśnienia mogą pojawić się np. pęknięcia, skruszanie, deformacja kryształów, powstawanie faz krystalicznych wysokociśnieniowych, lokalne stopienie ziaren mineralnych. Zmiany te są widoczne w docierających na Ziemię meteoroidach.

Czas, który upłynął od chwili wybicia odłamków skały z powierzchni ciała macierzystego (wiek wyrzutu), można wyznaczyć poprzez zsumowanie czasu podróży meteoroidu przez przestrzeń międzyplanetarną i oszacowanego czasu przebywania na powierzchni Ziemi (wiek ziemski) (Nyquist i in. 2001). W przypadku meteoroidów pochodzących z ciał macierzystych, posiadających gęstą atmosferę, lub odłamków skał wybitych z głębszych warstw skorupy, wiek kosmicznej ekspozycji (cosmic ray exposure – CRE) jest to czas, w którym przebywały one w przestrzeni kosmicznej jako samodzielne obiekty. Od momentu wyrzutu z planety doznawały działania promieniowania kosmicznego, co skutkowało m.in. powstawaniem trwałych izotopów kosmogenicznych, a także izotopów promieniotwórczych o różnych

okresach połowicznego rozpadu. Czas CRE wyznacza się analizując m.in. stabilne izotopy gazów szlachetnych: ^3He , ^{21}Ne , ^{38}Ar oraz rozpad ^{81}Kr - Kr , ^{10}Be - ^{21}Ne .

Po upadku meteorytu na Ziemię atmosfera chroni go przed działaniem promieniowania kosmicznego. Wiek ziemski, czyli czas przebywania na Ziemi do momentu znalezienia meteorytu może być wyznaczony na podstawie analizy ilości izotopów kosmogenicznych o krótkim okresie połowicznego rozpadu (tab. 2).

Tabela 2. Wybrane izotopy, na podstawie których wyznacza się wiek ziemski meteorytów i ich czas połowicznego rozpadu w latach (Jull 2001).

Table 2. Selected isotopes on the basis of which the terrestrial age of meteorites are determined and their half-life in years (Jull 2001).

Nazwa	^{39}Ar	^{14}C	^{41}Ca	^{59}Ni	^{36}Cl	^{26}Al	^{60}Fe
$T_{1/2}$	269	$5,73 \cdot 10^3$	$100 \cdot 10^3$	$108 \cdot 10^3$	$300 \cdot 10^3$	$700 \cdot 10^3$	$1,49 \cdot 10^6$

Meteority kamienne mogą szybko ulegać wietrzeniu w wilgotnym środowisku Ziemi (Stephant i in. 2018). Procesy wietrzenia zależą zarówno od warunków panujących w środowisku, jak i od składu meteorytu; szczególny wpływ na szybkość tych procesów ma zawartość żelaza. Meteority znalezione w środowiskach półsuchych i suchych mogą przetrwać znacznie dłużej: np. w środowiskach pustynnych co najmniej 50 tys. lat. Meteority znalezione w środowiskach półsuchych i suchych mogły przetrwać znacznie dłużej, np. w środowiskach pustynnych co najmniej 50 tys. lat, a niektóre meteority z tych lokalizacji mają ponad 250 tys. lat. Zimne i suche warunki w regionach polarnych, takich jak Antarktyda, są również dobre do zachowania pierwotnego stanu meteorytu. Znaczna liczba meteorytów przetrwała tam przez setki tysięcy lat. Na Antarktydzie znaleziono meteority o wieku ziemskim do 2 milionów lat (Jull 2006); jednocześnie meteority znajdujące w tych rejonach są relatywnie mało zanieczyszczone substancjami pochodzącymi z powierzchni Ziemi.

Tabela 3 przedstawia wartości wieku wyrzutu i wieku ziemskiego dla wybranych meteorytów marsjańskich (Jull 2006). Analiza danych dla wielu meteorytów z Czerwonej Planety wskazuje, że skały te zostały wyrzucone z powierzchni Marsa od 700 tysięcy do dwudziestu milionów lat temu, wskutek uderzeń kilku różnych ciał niebieskich.

Tabela 3. Wiek wyrzutu i wiek ziemski wybranych meteorytów marsjańskich (Jull 2006).

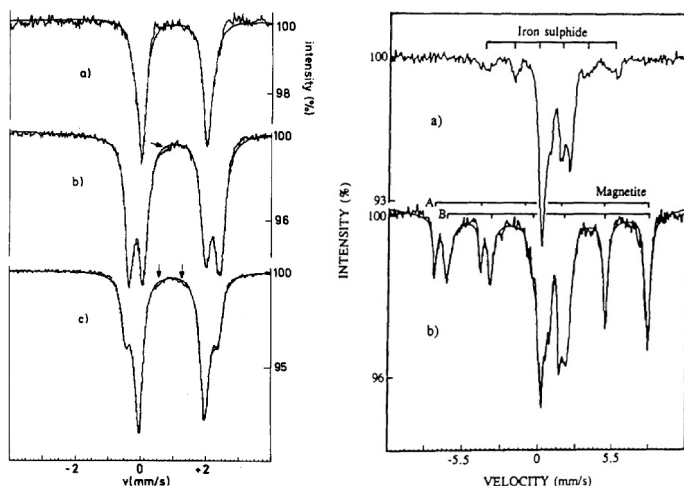
Table 3. Ejection age and terrestrial age of selected Martian meteorites (Jull 2006).

Nazwa	Typ	Wiek wyrzutu	Wiek ziemski
ALH 7705	Shergottyt	$3,32 \cdot 10^6$	$190 \cdot 10^3$
ALH 84001	Orthopyroxenit	$14,4 \cdot 10^6$	$13 \cdot 10^3$
Chassigny	Chassignit	$12 \cdot 10^6$	spadek
Nakhla	Nakhlit	$11,6 \cdot 10^6$	spadek
Los Angeles	Shergottyt	$3,0 \cdot 10^6$	$9,9 \cdot 10^3$
Zagami	Shergottyt	$2,81 \cdot 10^6$	spadek

Badania mössbauerowskie meteorytów marsjańskich oraz powierzchni Marsa

Do badań meteorytów, w tym również meteorytów marsjańskich, coraz częściej stosuje się, obok tradycyjnych metod badawczych (optycznych, chemicznych, mikroskopowych, spektrometrii masowej, itp.) metody bardziej wyrafinowane, wykorzystujące zjawiska i prawa fizyki kwantowej. Badania wykonane za pomocą mikros sondy elektronowej, skaningowego mikroskopu elektronowego lub metodą dyfrakcji rentgenowskiej pozwalają na analizę składu chemicznego i identyfikację minerałów oraz ułatwiają jednoznaczne sklasyfikowanie meteorytu. Uzupełniają je badania izotopowe prowadzone w celu określenia ciała macierzystego, zbadania wieku i historii meteorytu oraz wiele innych metod badań. Jedną z nich, coraz częściej stosowaną w meteorytyce, jest spektroskopia mössbauerowska bazująca na izotopie żelaza ^{57}Fe , umożliwiająca identyfikację i określenie właściwości faz zawierających żelazo. O jej wadze najlepiej świadczy fakt umieszczenia spektrometrów mössbauerowskich na dwóch łazikach wysłanych w 2003 r. przez NASA na Marsa w ramach misji MER (Mars Exploration Rover). Pomimo trudnych i różnorodnych warunków panujących na powierzchni tej planety i związanych z tym ograniczeń, coraz lepiej potrafimy interpretować dane pochodzące z wykonanych tam pomiarów (Dyar i in. 2004).

Bardzo ważnym argumentem w poszukiwaniu odpowiedzi na pytanie, czy meteoryty marsjańskie pochodzą z planety Mars, jest badanie obecności składowej, pochodzącej od żelaza trójwartościowego, w widmach mössbauerowskich otrzymanych na powierzchni Marsa oraz w widmach meteorytów marsjańskich. Poniżej prezentujemy widma mössbauerowskie trzech meteorytów marsjańskich: Zagami, Nakhla i EETA 79001 (rys. 7a, b, c), otrzymane jeszcze przed misją MER



Rys. 7. Widma mössbauerowskie meteorytów SNC: Zagami (a), Nakhla (b) i EETA 79001 (c) (po lewej) oraz separatów magnetycznych meteorytów SNC: Zagami (a), Nakhla (b) (po prawej) (Vieira i in. 1986).
Fig. 7. Mössbauer spectra of SNC meteorites: Zagami (a), Nakhla (b) and EETA 79001 (c) (left) and magnetic separates of SNC meteorites: Zagami (a), Nakhla (b) (right) (Vieira et al. 1986).

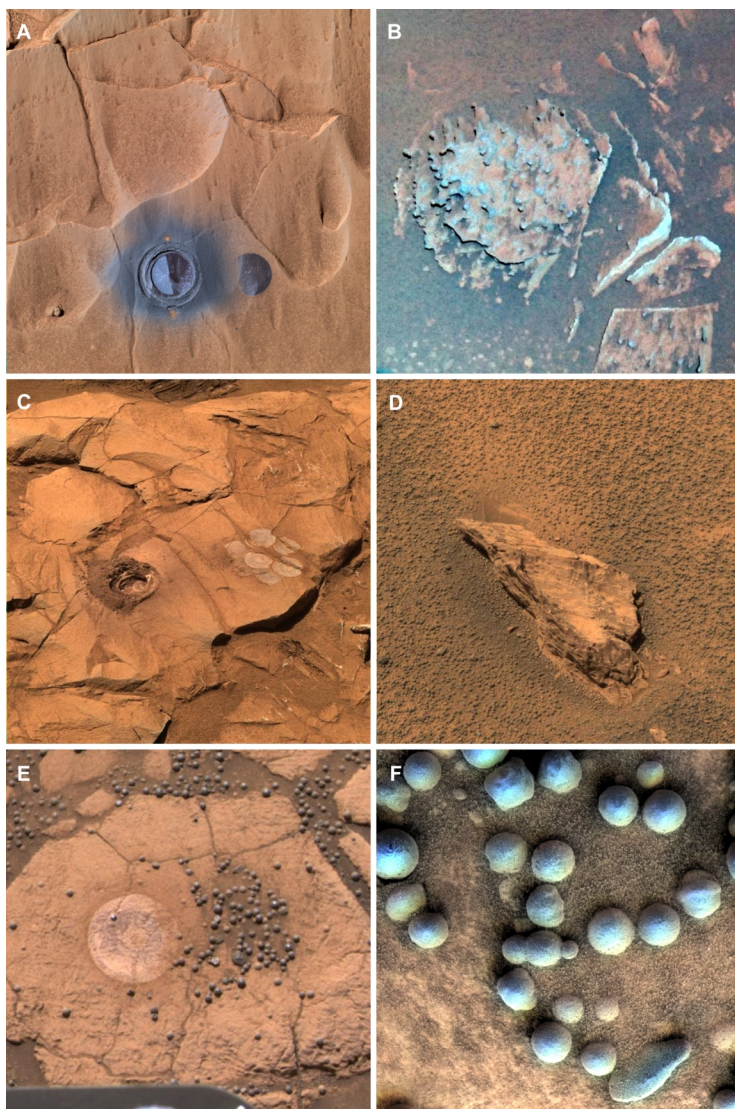
(Vieira i in. 1986). W widmach tych, oprócz składowych charakterystycznych dla piroksenu i oliwinu, można zauważyć bardzo niewielki sygnał od żelaza trójwartościowego (strzałka na rys. 7b po lewej stronie) oraz sygnał od ilmenitu (strzałki na rys. 7c). Sygnał od żelaza trójwartościowego był widoczny również w widmach mössbauerowskich innych meteorytów. Zwykle składowa ta była interpretowana jako wynik procesu wietrzenia przebiegającego na powierzchni Ziemi.

Warto zauważyć, że w prezentowanych widmach widoczne są jedynie śladowe sygnały pochodzące od składowych reprezentujących fazy magnetyczne (układów sześciu linii – sekstetów). W celu dokładniejszego ich zbadania przeprowadzono – po dokładnym zmieleniu próbki – separację magnetyczną i wykonano pomiar w większym zakresie prędkości (obrazowanej na osi poziomej widma). Dzięki temu zidentyfikowano fazy magnetyczne: magnetyt (Nakhla) i pirotyt siarczku żelaza (Zagami) oraz fazy paramagnetyczne: piroksen, oliwin (Nakhla), ilmenit (Nakhla) i ulvospinel (Nakhla) (Vieira i in. 1986).

Wiele informacji na temat obecności żelaza trójwartościowego na powierzchni Marsa dostarczyła misja marsjańska MER, w czasie której dwa łaziki Spirit i Opportunity przekazały na powierzchnię ziemi liczne widma mössbauerowskie wykonane przy pomocy spektrometrów MIMOS. Łazik Spirit wylądował w okolicach krateru Gusev, a łazik Opportunity po przeciwnej stronie planety, na terenie Meridiani Planum, tak więc należało spodziewać się wyraźnych różnic w składzie mineralnym i właściwościach marsjańskiego regolitu i skał.

Na rysunku 8 pokazane są wybrane skały badane przez łaziki Opportunity i Spirit. Są to: A – „Mazatzal”: bazaltowa skała, w którą łazik wwiercił się na głębokość 3,8 mm (średnica otworu ok. 30 mm), widoczna jest ciemnoszara powłoka po szcztokowaniu; badania sugerują, że w procesie formowania się tej skały uczestniczyła woda (Kurokawa 2021); B – „Pot of Gold”: guzowata skała wielkości piłki do softballu (średnica 10–11 cm) z krateru Gusiew, to w niej Spirit po raz pierwszy wykrył hematyt; C – „Clovis”: łazik Spirit wyciął w tej skale otwór o średnicy 4,5 cm i głębokości 9 mm, szarawo-niebieski odcień na zdjęciu sugeruje, że wewnątrz skały zawiera minerały żelaza, które są mniej utlenione, niż minerały na powierzchni; D – „Lion Stone”: kamień o wysokości 10 cm i długości 30 cm wyrzucony na krawędź krateru, ma skład bogaty w siarkę, drobne warstwy i kuliste kongregacje i prawdopodobnie powstał w wilgotnych warunkach; E, F – „Berry Bowl”: skała w wychodni „Eagle Crater” pokryta wieloma ciemnymi i tajemniczymi kulkami lub „jagodami” (o średnicach 3–6 mm) w zagłębieniach na powierzchni skały; badania potwierdziły, że hematyt w tych marsjańskich kulach osadzał się w wodzie.

W widmach mössbauerowskich skał marsjańskich można zidentyfikować dublety (pary linii) związane z żelazem obecnym w oliwinach, piroksenach, pirycie, ilmenicie i jarosycie. Obecny jest również niezidentyfikowany bliżej dublet o parametrach charakterystycznych dla Fe^{3+} . Obserwowane sekstety można z kolei przypisać do magnetytu, hematytu i getytu. Widma mössbauerowskie pochodzące z łazika Spirit charakteryzują się dużymi różnicami pod względem utlenienia



Rys. 8. Wybrane skały badane przez łaziki Opportunity i Spirit (źródło: NASA, opis i rozmiary obiektów w tekście artykułu).

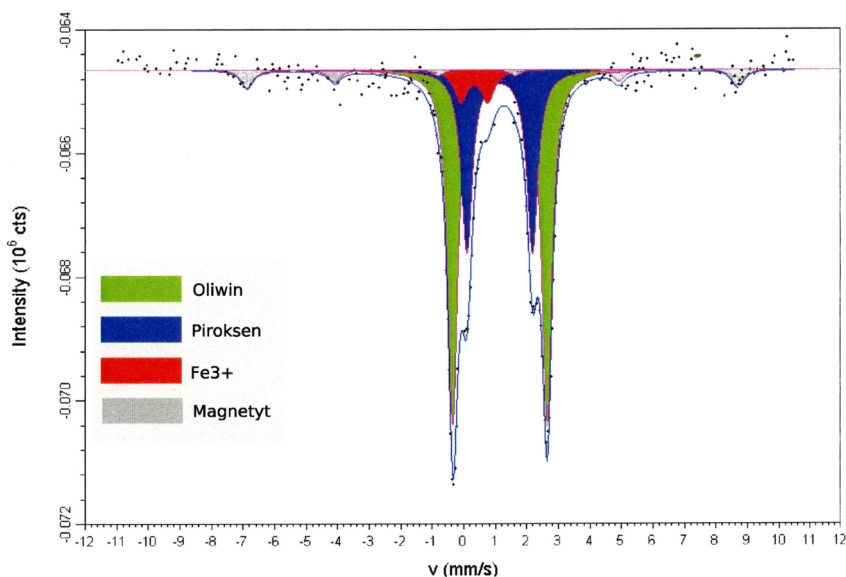
Fig. 8. Selected rocks examined by the Opportunity and Spirit rovers (source: NASA, description and sizes of objects in the text of the article).

badanego materiału. Są skały, które składają się głównie z minerałów zawierających żelazo dwuwartościowe: oliwin i piroksen, ale również dysponujemy wynikami skały Clovis, w której stwierdzono obecność żelaza trójwartościowego na poziomie 77%. W widmach mössbauerowskich pochodzących z łazika Opportunity można również zaobserwować jarosyt, który mógł powstać tylko w obecności wody.

Na podstawie danych mössbauerowskich można dojść do wniosku, że iloraz Fe^{3+}/Fe^{2+} silnie zmienia się w zależności od miejsca na powierzchni Marsa. Tak np.

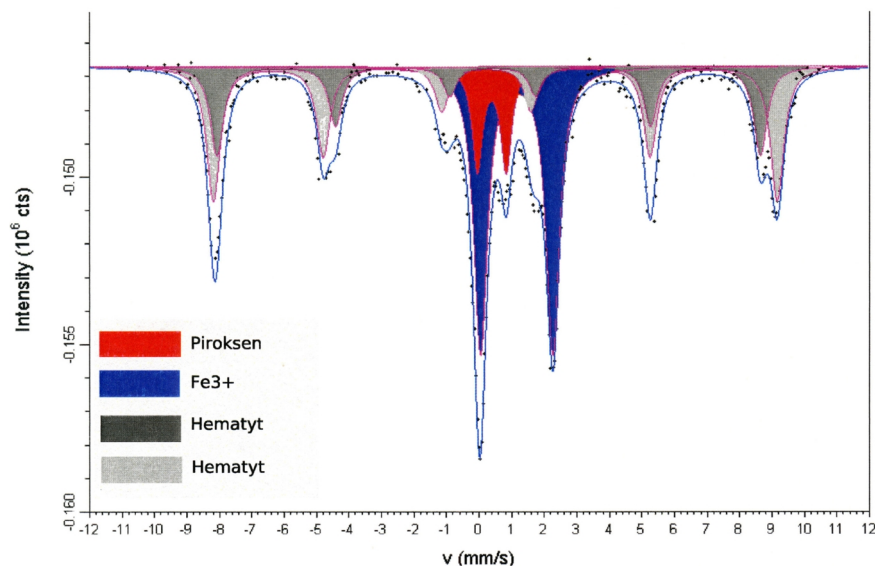
krater Gusev (miejsce lądowania łazika Spirit) zbudowany jest ze skał bazaltowych słabo przeobrażonych, dla których $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} < 0,25$, natomiast miejsce lądowania łazika Opportunity – Meridiani Planum składa się ze skał, dla których iloraz $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ zawiera się w przedziale 1,25–4,61 (Klingelhöfer i in. 2004, Morris i in. 2004, Klingelhöfer i in. 2006, Wojnarowska i in. 2008).

Na rysunkach 9–14 pokazane są przykłady widm mössbauerowskich otrzymanych na powierzchni planety Mars na podstawie pomiarów wykonanych przez spektrometry z łazika Spirit i z łazika Opportunity (Wojnarowska 2008). Widma te zostały opracowane przez Agnieszkę Wojnarowską w ramach jej pracy magisterskiej zatytułowanej „Mössbauerowskie badania porównawcze próbek skał ziemskich i marsjańskich” (wykonanej pod kierunkiem jednej ze współauterek obecnej publikacji – dr hab. Jolanty Gałązki-Friedman). Prezentowane widma zostały sporządzone na podstawie danych udostępnionych przez NASA i wstępnie opracowanych przez program MERView, którego autorem jest David G. Agresti (Agresti i in. 2006). Ponieważ pomiary mössbauerowskie na powierzchni planety Mars zostały przeprowadzone w geometrii odbiciowej, należało dokonać ich zamiany na formę wyników transmisyjnych w celu skorzystania z programu Recoil, który jest przeznaczony do analizy numerycznej danych otrzymanych właśnie w tej geometrii. Oprócz widm mössbauerowskich, pod rysunkami podane zostały również procentowe zawartości żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych.



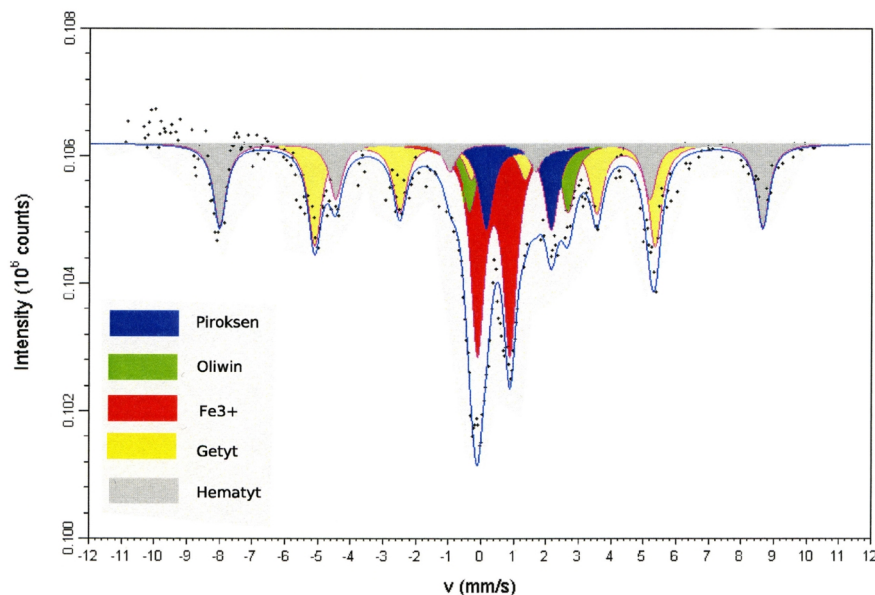
Rys. 9. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Mazatzal (sol84). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: oliwin – 50,4%, piroksen – 28,7%, Fe^{3+} – 5,9%, magnetyt – 6,5% (łazik Spirit; Wojnarowska 2008).

Fig. 9. Mössbauer spectrum of the Martian rock Mazatzal (sol84). Iron content in the identified mineral phases: olivine – 50.4%, pyroxene – 28.7%, Fe^{3+} – 5.9%, magnetite – 6.5% (Spirit rover; Wojnarowska 2008).



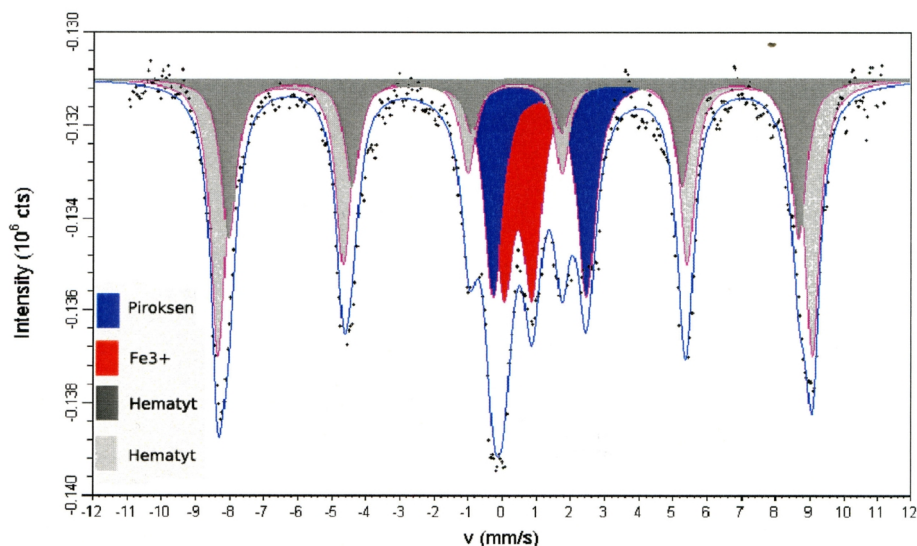
Rys. 10. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Pot of Gold (sol171). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: piroksen – 35,0%, Fe^{3+} – 10,1%, hematyt1 – 33,1%, hematyt2 – 21,8% (łazik Spirit; Wojnarowska 2008).

Fig. 10. Mössbauer spectrum of the Martian rock Pot of Gold (sol171). Iron content in the identified mineral phases: pyroxene – 35.0%, Fe^{3+} – 10.1%, hematite1 – 33.1%, hematite2 – 21.8% (Spirit rover; Wojnarowska 2008).



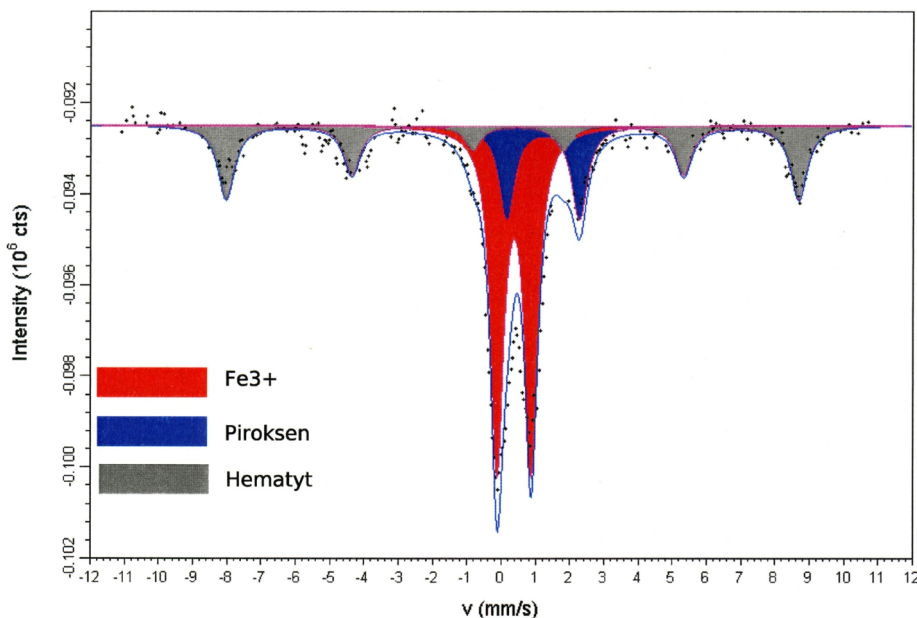
Rys. 11. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Clovis (sol215). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: oliwin – 10,2%, piroksen – 12,2%, getyt – 27,9%, Fe^{3+} – 27,8%, hematyt – 21,9% (łazik Spirit; Wojnarowska 2008).

Fig. 11. Mössbauer spectrum of the Martian rock Clovis (sol215). Iron content in the identified mineral phases: olivine – 10.2%, pyroxene – 12.2%, goethite – 27.9%, Fe^{3+} – 27.8%, hematite – 21.9% (Spirit rover; Wojnarowska 2008).



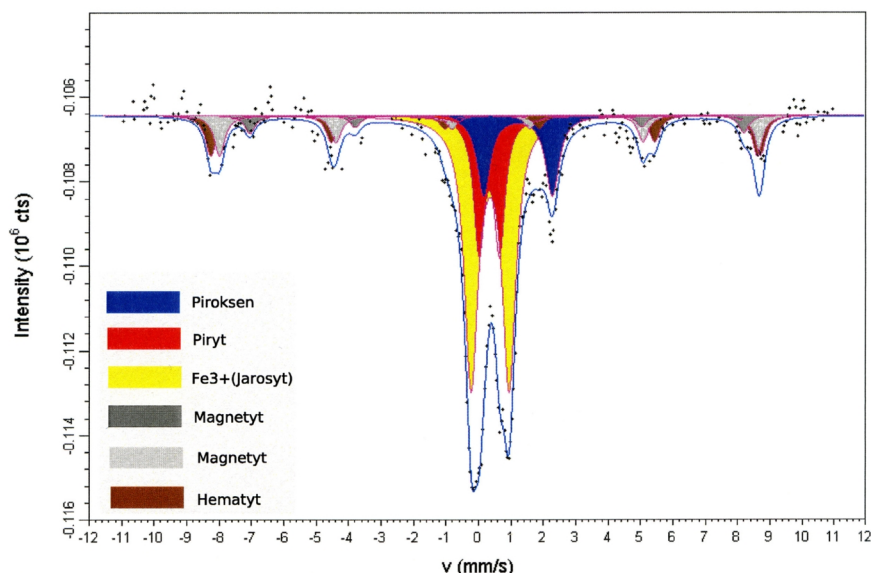
Rys. 12. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Berry Bowl (sol48). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: piroksen – 19,2%, Fe^{3+} – 17,2%, hematyt1 – 39,5%, hematyt2 – 24,1% (łazik Opportunity; Wojnarowska 2008).

Fig. 12. Mössbauer spectrum of the Martian rock Berry Bowl (sol48). Iron content in the identified mineral phases: pyroxene – 19.2%, Fe^{3+} – 17.2%, hematite1 – 39.5%, hematite2 – 24.1% (Opportunity rover; Wojnarowska 2008).



Rys. 13. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Berry Bowl (sol46). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: piroksen – 17,8%, Fe^{3+} (jarosyt) – 52,1%, hematyt1 – 30,1% (łazik Opportunity; Wojnarowska 2008).

Fig. 13. Mössbauer spectrum of the Martian rock Berry Bowl (sol46). Iron content in the identified mineral phases: pyroxene – 17.8%, Fe^{3+} (jarosite) – 52.1%, hematite1 – 30.1% (Opportunity rover; Wojnarowska 2008).



Rys. 14. Widmo mössbauerowskie skały marsjańskiej Lion Stone (sol105). Zawartość żelaza w zidentyfikowanych fazach mineralnych: piroksen – 13,0%, piryt – 16,8%, Fe^{3+} (jarosyt) – 44,0%, magnetyt – 4,9%, magnetyt – 10,4%, hematyt – 10,9% (tazik Opportunity; Wojnarowska 2008).

Fig. 14. Mössbauer spectrum of the Martian rock Lion Stone (sol105). Iron content in the identified mineral phases: pyroxene – 13.0%, pyrite – 16.8%, Fe^{3+} (jarosite) – 44.0%, magnetite – 4.9%, magnetite – 10.4%, hematite – 10.9% (Opportunity rover; Wojnarowska 2008).

Jak wynika z rysunków, na widmach mössbauerowskich zebranych dla skał marsjańskich zawartość składowej pochodzącej od żelaza trójwartościowego jest nieporównanie większa, niż w przypadku zbadanych meteorytów SNC. A więc wątpliwość „Czy meteoryty marsjańskie pochodzą z Marsa?” wydaje się być zasadna.

Wnikliwe przyjrzenie się mechanizmom wietrzenia na powierzchni Marsa i mechanizmom wybijania meteorytów z powierzchni Marsa przynosi nam wyjaśnienie tego paradoksu. Badania mossbauerowskie przeprowadzone w czasie misji łazików Spirit i Opportunity wykazały, że wietrzenie skał ma charakter powierzchniowy. Na powierzchni Marsa znajdują się minerały pochodzące z chemicznego wietrzenia podłoża oraz minerały (oliwin, piroksen, hematyt), które zostały przyniesione z odleglejszych terenów. Jest to przejaw miliona lat działalności wiatrów. Meteoryty marsjańskie pochodzą natomiast z fragmentów skał wybitych z głębszych warstw skorupy i dlatego zawierają znacznie mniej żelaza Fe^{3+} .

Perspektywy

A zatem: czy meteoryty marsjańskie pochodzą z Marsa? Wszystko wskazuje na to, że odpowiedź na to pytanie jest twierdząca. Jednak pełną wiedzę na ten temat uzyskamy prawdopodobnie dopiero po sprowadzeniu na Ziemię, w ramach zaplanowanej przez NASA i ESA misji MSR (Mars Sample Return), próbek gruntu

marsjańskiego i wykonaniu szczegółowych badań porównawczych, których nie można przeprowadzić za pomocą skromnej aparatury zainstalowanej na marsjańskich łazikach. Pierwszy etap misji sprowadza się do zbierania i zabezpieczania próbek przez łazik Perseverance, penetrujący obecnie powierzchnię Marsa w kraterze Jezero. Kolejny etap jest planowany na lata trzydzieste XXI w. i będzie polegał na dotarciu sondy kosmicznej w pobliże Marsa, dostarczeniu zebranego materiału do sondy za pomocą lądownika, a następnie sprowadzeniu sondy wraz z próbkami na Ziemię. Miejmy nadzieję, że dzięki temu nie tylko potwierdzimy pochodzenie meteorytów marsjańskich z Czerwonej Planety, ale również – bezpośrednio i pośrednio – uzyskamy szeroką wiedzę na temat jej powierzchni i wnętrza, a także dowiemy się, czy na Marsie kiedykolwiek istniało życie.

Literatura

- Agresti D.G., Dyar M.D., Schaefer M.W., 2006, *Velocity scales for Mars Mossbauer data*, *Hyperfine Interactions*, 170, s. 67–74. doi:10.1007/s1 0751-006-9472-5
- Becker R.H., Pepin R.O., 1984, *The case for a Martian origin of the shergottites: nitrogen and noble gases in EETA 79001*, *Earth and Planetary Science Letters*, 69, s. 225–242.
- Bogard D.D., Johnson P., 1983, *Martian gases in an Antarctic meteorite*, *Science*, 221, s. 651–654.
- Clayton R.N., Mayeda T.K., 1996, *Oxygen isotope studies of achondrites*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, s. 1999–2017.
- Cohen B.E., Mark D.F., Cassata W.S., Kalnins L.M., Lee M.R., Smith C.L., Shuster D.L., 2023, *Synchronising rock clocks of Mars' history: Resolving the shergottite 40Ar/39Ar age paradox*, *Earth and Planetary Science Letters*, 621, s. 118373.
- Dyar M.D., Schaefer M.W., 2004, *Mössbauer spectroscopy on the surface of Mars: constraints and expectations*, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, s. 243–259.
- Franchi I.A., Wright I.P., Sexton A.S., Pillinger C.T., 1999, *The oxygen-isotopic composition of Earth and Mars*, *Meteoritics & Planetary Science*, 34, s. 657–661.
- Geiss J., Hess D.C., 1958, *Argon-potassium ages and the isotopic composition of argon from meteorites*, *The Astrophysical Journal*, 127, s. 224–236.
- Gerling E.K., Pavlova T.G., 1951, *Determination of the geological age of two stony meteorites by the argon method*, *Doklady Akademii Nauk S.S.S.R.*, 77, s. 85.
- Hallis L.J., 2017, *D/H ratios of the inner Solar System*, *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 375, s: 20150390. doi:10.1098/rsta.2015.039
- Head J.N., Melosh H.J., Ivanov B.A., 2002, *Martian Meteorite Launch: High-Speed Ejecta from Small Craters*, *Science*, 298, s. 1752–1756.
- Hurnik B., *Meteoryty z Marsa*, w: *Planeta Mars*, Hurnik H., Fundacja Nicolaus Copernicus, 2018.
- Jagoutz E., Wänke H., *Sr and Nd isotopic systematics of Shergotty meteorite*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, s. 939–953.
- Jakosky B. M., Brain D., Chaffin M., Curry, S., Deighan J., Grebowsky J., Halekas J., Leblanc F., Lillis R., 2018, *Loss of the Martian atmosphere to space: Present-day loss rates determined from MAVEN observations and integrated loss through time*, *Icarus*, 315, s. 146–157.
- Jull A.J.T., 2001, *Terrestrial Ages of Meteorites*. w: Peucker-Ehrenbrink B., Schmitz B. (eds) *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth's History*. Springer, Boston, MA, s. 241–266. doi:10.1007/978-1-4419-8694-8_14

- Jull A.J.T., 2006, *Terrestrial Ages of Meteorites*, w: *Meteorites and the Early Solar System II*, Lauretta D.S. McSween Jr H.Y. (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 943, s. 889–905.
- Klingelhöfer G., Morris R.V., Bernhardt B., Schröder C., Rodionov D.S., De Souza P.A. Jr., Yen A., Gellert R., Evlanov E.N., Zubkov B., Foh J., Bonnes U., Kankleit E., Gütlich P., Ming D.W., Renz F., Wdowiak T., Squyres S.W., Arvidson R.E., 2004, *Jarosite and hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer spectrometer*, *Science*, 306, s. 1740–1745. doi:10.1126/science.1104653
- Klingelhöfer G., Morris R.V., De Souza Jr. P.A., Rodionov D., Schrode C., 2006, *Two earth years of Mössbauer studies of the surface of Mars with MIMOS II*, *Hyperfine Interactions*, 170, s. 169–177. doi:10.1007/s10751-007-9508-5
- Kurokawa H., 2021, *Hydrated crust stores Mars' missing water*, *Science*, 372(6537), s. 27–28. doi:10.1126/science.abh4469
- Lapen T.J., Righter M., Brandon A.D., Debaille V., Beard B.L., Shafer J.T., Peslier A.H., 2010, *A Younger Age for ALH84001 and Its Geochemical Link to Shergottite Sources in Mars*, *Science*, 328, s. 347–351.
- Laul J.C., Smith M.R., Schmitt R.A., 1983, *ALHA 81005 Meteorite: Chemical evidence for Lunar Highland Origin*, *Geophysical Research Letters*, 10, s. 825–828.
- Martian Meteorite Compendium – NASA, 2022, <https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/mmc/introduction.cfm>
- McSween Jr. H.Y., Stolper E., 1980, *Basaltic meteorites*, *Scientific American*, 242, nr 6, s. 54–63.
- McSween Jr. H.Y., 1985, *SNC meteorites: Clues to Martian petrologic evolution?*, *Reviews of Geophysics*, 23, s. 391–416.
- McSween Jr. H.Y., *Kawałek Czerwonej Planety*, w: *Od Gwiezdnego pyłu do planet*, Prószyński i S-ka, Warszawa 1996, s. 122–139.
- Meteoritical Bulletin Database, 2024-02-13: Meteoritical Bulletin: Search the Database (usra.edu)
- Morris R.V., Klingelhöfer G., Bernhardt B., Schröder C., Rodionov D.S., De Souza P.A. Jr., Yen A., Gellert R., Evlanov E.N., Foh J., Kankleit E., Gütlich P., Ming D.W., Renz F., Wdowiak T., Squyres S.W., Arvidson R.E., 2004, *Mineralogy at Gusev Crater from the Mössbauer Spectrometer on Spirit Rover*, *Science* 305, s. 833–836. doi:10.1126/science.1100020
- Nyquist L.E., Bogard D.D., Shih C.-Y., Greshake A., Stöffler D., Eugster O., 2001, *Ages and geologic histories of Martian meteorites*, *Space Science Reviews*, 96, s. 105–164.
- Owen T., Biemann K., Rushneck D.R., Biller J.E., Howarth D.W., Lafleur A.L., 1977, *The composition of the atmosphere at the surface of Mars*, *Journal of Geophysical Research*, 82, s. 4635–4639.
- Papike J.J., Karner J.M., Shearer C.K., Burger P.V., 2009, *Silicate mineralogy of Martian meteorites*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, s. 7443–7485.
- Pepin, R.O., 1991, *On the origin and early evolution of terrestrial planet atmospheres and meteoritic volatiles*, *Icarus* 92, s. 2–79.
- Schulz T., Povinec P.P., Ferričre L., Jull A.J.T., Kováčik A., Sýkora I., Tusch J., Munker C., Topa D., Koeberl C., 2020, *The history of the Tissint meteorite, from its crystallization on Mars to its exposure in space: New geochemical, isotopic, and cosmogenic nuclide data*, *Meteoritics & Planetary Science*, 55, s. 294–311. doi: 10.1111/maps.13435

- Stephant A., Garvie L.A.J., Mane P., Hergig R., Wadhwa M., 2018, *Terrestrial exposure of a fresh Martian meteorite causes rapid changes in hydrogen isotopes and water concentrations*, Scientific Reports, 8, 12385. doi:10.1038/s41598-018-30807-w
- Treiman A.H., Gleason J.D., Bogard D.D., 2000, *The SNC meteorites are from Mars*, Planetary and Space Science, 48, s. 1213–1230.
- Udry A., Howarth G.H., Herd C.D.K., Day J.M.D., Lapen T.J., Filiberto J., 2020, *What Martian meteorites reveal about the interior and surface of Mars*. Journal of Geophysical Research: Planets, 125, e2020JE006523. doi:10.1029/2020JE006523
- Vieira V.W.A., Costa T.V.V., Jensen H.G., Knudsen J.M., Olsen M., 1986, *Oxidation State of Iron in SNC Meteorites as Studied by Mössbauer Spectroscopy*, Physica Scripta, 33, s. 180–186.
- Wiens R.C., Becker R.H., Pepin R.O., 1986, *The case for a Martian origin of the shergottites, II. Trapped and indigenous gas components in EETA 79001 glass*, Earth and Planetary Science Letters, 77, s. 149–158.
- Wojnarowska A., 2008, *Mössbauerowskie badania porównawcze próbek skał ziemskich i marsjańskich*. Praca magisterska, Politechnika Warszawska, Warszawa 2008.
- Wojnarowska A., Gałazka-Friedman J. Bakun-Czubarow N., 2008, *Weathering of Martian and Earth surface studied by Mössbauer spectroscopy*, Hyperfine Interactions, 186, s. 173–180. doi:10.1007/s10751-008-9850-2
- Wong M.H., Atreya S.K., Mahaffy P.N., Franz H.B., Malespin C., Trainer M.G., Stern J.C., Conrad P.G., Manning H.L.K., Pepin R.O., Becker R.H., McKay C.P., Owen T.C., Navarro-González R., Jones J.H., Jakosky B.M., Steele A., 2013, *Isotopes of nitrogen on Mars: Atmospheric measurements by Curiosity's mass spectrometer*, Geophysical Research Letters, 40, s. 6033–6037. doi:10.1002/2013GL057840.