

O MOŻLIWOŚCI WYSTĘPOWANIA MINERAŁÓW ILASTYCH NA MARSIE

UKD 523.43:549.623

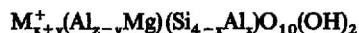
Powierzchnia Marsa jest pokryta warstwą luźnego regolitu. Dane otrzymane z pomiarów fotometrycznych wykonanych za pomocą teleskopów świadczą o tym, że zdolność do odbijania fal elektromagnetycznych przez powierzchnię Marsa, czyli albedo, wzrasta w zakresie światła widzialnego wraz ze wzrostem długości fali. Zjawisko to nadaje obserwowanej powierzchni Marsa charakterystyczną czerwono-żółtawą barwę. Miąższość regolitu, licząc od powierzchni do poziomu skał podścielających, jest oceniana na kilkadziesiąt do kilkuset metrów w strefie równikowej i wzrasta w kierunku biegunów nawet do kilku kilometrów.

Regolit powierzchni Marsa powstaje w wyniku skomplikowanych procesów egzogenicznych (16, 27), od uderzeniowego kruszenia i mieszania skał rodzimych począwszy, do procesów eolicznych, soliflukcyjnych i mrozowych. Obserwacje w strefach polarnych wykazały (34) silną dynamikę procesów akumulacji eolicznej, przy której ruch wydm zachodzi znacznie prędzej niż zmiany zasięgu lodowych czap polarnych. W rejonach tych wyróżnia się wysokie albedo regolitu, co może sugerować, że w jego skład wchodzi pył mineralny zmieszany z kryształkami lodu. Dokonany w pracy (34) szacunek miąższości pól wydmowych dla tego obszaru wynosi od setek do dziesiątek metrów. W strefie równikowej, tj. w szerokościach $\pm 30^\circ$ na powierzchni są widoczne wychodnie skał podścielających (30). Stanowią one jednak mniej niż 10% powierzchni planety.

Od dłuższego czasu zastanawiano się nad składem gruntów i skał powierzchni Marsa. Analizy składu chemicznego regolitu marsjańskiego, wykonane metodą fluorescencji rentgenowskiej na powierzchni planety przez amerykańskie aparaty lądujące Wiking 1 i 2, przedstawiono w pracy (39). Rezultaty analiz z odległych od siebie o 6000 km miejsc wykazują bardzo dobrą zgodność, co może świadczyć o dużej jednorodności regolitu północnej półkuli Marsa. Analiza danych wskazuje, że badane próbki regolitu należy wiązać z produktami fizycznego i chemicznego wietrzenia skał zasadowych lub ultrazasadowych. Wyniki te uzyskano dla obszarów nizin lawowych związanych z licznie występującymi tu wul-

kanami tarczowymi. W pracy (1) wskazano na fakt, że zdolność odbijania promieniowania w zakresie podczerwonym i widzialnym ($0,3 - 1,2 \mu\text{m}$) jest zgodna z widmem odbicia od drobnodispersyjnego utlenionego proszku bazaltowego. Nowsze wyniki obserwacji widma odbitego promieniowania w paśmie podczerwieni, powyżej $1 \mu\text{m}$ wskazują, że skład regolitu jest bardziej złożony.

Zgodnie z modelem składu mineralnego gruntu marsjańskiego (6, 33), bazującym na normatywnych przeliczeniach składu chemicznego, w drobnodispersyjnym materiale powierzchniowym występują minerały ilaste z grupy smektytów. Minerały te z szeregu montmorillonit – saponit należą do dioktaedrycznych krzemianów warstwowych o ogólnym wzorze



gdzie M^{+} – kation wymienny jednowartościowy.

Montmorillonit (17) występuje głównie w postaci kryształitów wielkości $0,05 - 1 \mu\text{m}$, gromadząc się przede wszystkim we frakcji koloidalnej $1 \mu\text{m}$.

Podstawą do zbudowania modelu składu mineralnego gruntu marsjańskiego (6) było założenie przez D. Mc Ewana (25) obecności montmorillonitu w pyłe atmosferycznym, oparte na wynikach badań atmosfery spektrometrem w podczerwieni, pracującym na pokładzie sondy Mariner 9, jak również przeliczenie rezultatów analiz chemicznych. U podstaw tych modeli było założenie, że regolit marsjański jest w 80% złożony z minerałów ilastych grupy smektytu, typowych produktów wietrzenia chemicznego skał zasadowych. Pośrednim dowodem na występowanie na Marsie minerałów ilastych miały być również rezultaty eksperymentów biologicznych (26), stwierdzające wydzielanie się znacznych ilości gazów z ogrzewanej próbki gruntu. Eksperymenty laboratoryjne, których rezultaty przedstawiono w pracach (7, 9), dowodzą że smektyty, a zwłaszcza montmorillonity mogą być ważnym składnikiem gruntu marsjańskiego. Obserwuje się również podobieństwa w pochłanianiu fal w zakresie bliskiej podczerwieni u montmorillonitu oraz jasnych obszarów powierzchni Marsa (8). Jednakże porównanie widma w zakresie światła widzialnego i bliskiej

podczerwieni (do $2,5 \mu\text{m}$) dla montmorillonitu i nontronitu z widmami jasnych obszarów Marsa, dokonane w innych pracach (24, 28), nie potwierdza ich pełnej zgodności. Interpretacja tych wyników w zakresie długości fali $0,3-2,5 \mu\text{m}$ wydaje się świadczyć jedynie o tym, że montmorillonit może występować w regolicie marsjańskim jako składnik podrzędny. Potwierdzeniem tego może być występowanie w widmach jasnych obszarów Marsa bardzo słabej linii pochłaniania ($2,2 \mu\text{m}$), charakterystycznej dla grupy Al-OH, zazwyczaj dobrze widocznej w widmach kaolinitu i montmorillonitu. Badane widma mieszanin nontronitu z montmorillonitem czy tlenkami żelaza (hematytem i getytem) również nie odpowiadają widmom gruntu marsjańskiego (28). W czasie badań laboratoryjnych (36) zauważono, że kolorystyczne i magnetyczne właściwości nontronitów, poddanych silnym procesom uderzeniowym czy obróbce termicznej ($700-900^\circ\text{C}$), zbliżają się właściwościami produktów swojego rozpadu do charakterystyk gruntu marsjańskiego. Jeśli wyjść z przesłanek termodynamicznych (18) przedstawionych w pracy (27), to w obecnie panujących na Marsie warunkach stabilne mogą być: kaolinit oraz Ca, Na, K-beidely, natomiast montmorillonit, saponit i nontronit są metastabilne.

Jako ewentualne źródło minerałów ilastych na Marsie są rozpatrywane szkliva zarówno wulkanicznej, jak i uderzeniowej genezy (3, 15, 19). Prędkość rozpadu tych szkliw w reakcjach z gazami atmosfery marsjańskiej powinna być większa niż prędkość rozkładu krzemianów skał podłoża. Z rozważań termodynamiki przemian mineralnych wynika (19), że podstawowym produktem wietrzenia szkliw powinny być w regolicie Marsa Ca, Na, K-beidely, oraz że wietrzenie szkliw o zasadowym i ultrasasadowym składzie może prowadzić do powstania metastabilnych smektytów.

W pracy (21) wskazano na możliwość tworzenia się minerałów ilastych przez fotoutlenianie bogatych w żelazo krzemianów. Jest jednak mało prawdopodobne (27) powstanie w ten sposób znacznej ilości skał ilastych. Minerale ilaste mogły także powstawać przy reakcjach gorących magm z wieczną zmarzliną (2, 3, 33), jak również w procesach przemian hydrotermalnych impaktów (4). Potrzebna do powstania większej ilości skał ilastych na powierzchni Marsa woda mogła być obecna w przeszłości planety. Analiza fotografii powierzchni Marsa (ryc. 1) wskazuje, że w przeszłości na powierzchnię planety wydostawały się znaczne ilości wody, powstałej prawdopodobnie w wyniku tajania lodów zawartych w warstwie wiecznej zmarzliny. Wody te mogły być uruchomione w wyniku procesów uderzeniowych lub wulkanicznych. Wiele kraterów meteorowych na Marsie, jak na ryc. 1, w rejonie wału wykazuje charakterystyczne radialnie rozchodzące się formy rozmycia osadów przez wodę płynącą, są również widoczne wyschnięte kręte doliny. W obecnych niekorzystnych warunkach na Marsie może zachodzić dehydratacja i rozpad wcześniej powstałych minerałów jako rezultat oddziaływania ich na gazy atmosferyczne i stały CO_2 (18). Zdaniem autorów pracy (27), w warunkach Marsa nontronit i saponit rozkładają się szybciej niż montmorillonit. Końcowymi produktami rozpadu są kwarc, hematyt czy maghemit, Ca Mg-węglany, Ca-beidelit i kaolinit (18). Jest również prawdopodobne, że w związku z bardzo niskimi temperaturami panującymi na powierzchni Marsa, proces rozkładu smektytów jest zatrzymany lub w poważnym stopniu zahamowany.

Za stosunkowo dobry odpowiednik jasnych obszarów Marsa uważa się (13, 28, 29) amorficzne lub częściowo przekryształizowane produkty wietrzenia chemicznego szkliw bazaltowych. W wyniku takiego wietrzenia, za-



Ryc. 1. Przykład erozji na Marsie. Szeroki kanał w środkowej części fotografii ma swój początek w silnie zerodowanym kraterze meteorowym. Powyżej widoczna niewielka kręta dolina. W pobliżu prawego dolnego rogu widoczny krater z radialnym rozmyciem wału

Fig. 1. Example of water erosion on the Mars. Broad channel in center begins in strongly eroded meteor crater. Above — visible small sinuous valley and in lower right — crater with radial scours crossing its fringe

chodzącego w obecności wody czy lodu, powstają pałagonity, będące amorficznymi żelami. Ziemiński pałagonit może zawierać 10–20% substancji lotnych, przede wszystkim wody. W składzie pałagonitu mogą występować również minerały ilaste, zeolity, węglany, wodorotlenki Fe^{3+} i opal. Krzywe zdolności odbijania wielu próbek pałagonitów w zakresie światła widzialnego i w podczerwieni są na ogół zgodne z krzywymi uzyskanymi dla regolitu w miejscach lądowania aparatów kosmicznych Viking (15, 20), jak i w innych jasnych fragmentach powierzchni Marsa. Dane pośrednie, dotyczące eksperymentów wydzielenia się wody z próbek gruntu marsjańskiego, uchodzącej dopiero po ogrzaniu próbki do temperatury 350–400°C (5, 10), mogą świadczyć o tym, że pałagonit na Marsie – w obecnych suchych warunkach – uległ dehydratacji, amorficzne szkliska dewitryfikacji, a metastabilne minerały, jak zeolity, smektyty, wodorotlenki Fe – rozpadowi (11, 31).

Wydaje się, że maksimum procesów wietrzenia chemicznego przypadło na wczesne okresy formowania się planety. W tym czasie, w wyniku degazacji skorupy Marsa w końcowym etapie wielkiego bombardowania, oraz następującym potem okresie intensywnej działalności wulkanicznej na północnej półkuli planety mogły zapanować warunki ciśnienia i temperatury, pozwalające na tworzenie się na powierzchni większych zbiorników wodnych. Dane geomorfologiczne wskazują jednak, że nie występowały tu wielkie zbiorniki wodne typu mórz i oceanów (23). Niewykluczone jednak, że w niewielkich zbiornikach wodnych, np. w dolinach Mariner, mogły sedymentować osady ilaste, węglanowe i ewaporaty. Dysypacja gazów części atmosfery marsjańskiej w przestrzeń kosmiczną oraz związanie części pozostałych gazów, przez reakcje chemiczne ze skałami powierzchni, spowodowało znaczne obniżenie się ciśnienia atmosferycznego i temperatury na powierzchni planety. To mogło z kolei powodować odparowanie, zamrażanie i sublimację wody z większej części powierzchni Marsa oraz utworzenie warstwy wiecznej zmarzliny pod powierzchnią gruntu. Procesy fluidalne ujawniające działalność wody płynącej już po uformowaniu się obecnych form skorupy planety (ryc. 1), były uruchamiane epizodycznie poprzez topnienie mas lodu w miejscach lokalnie nagrzewanych w wyniku procesów endogenicznych czy procesów uderzeniowych, towarzyszących spadkowi wielkich meteoroidów. Impaktyty, osady piroklastyczne zarówno uderzeniowego, jak i wulkanicznego pochodzenia, osady eluwialne oraz produkty wodnej i eolicznej erozji skał podłoża w kontakcie z atmosferą marsjańską ulegają powolnemu wietrzeniu chemicznemu. W związku z panującymi na powierzchni Marsa niskimi temperaturami i brakiem wód powierzchniowych, intensywność procesów egzogenicznych (z wyjątkiem eolicznych, mrozowych i innych rodzajów wietrzenia fizycznego) jest obecnie bardzo niska.

Z przedstawionej analizy dotychczasowej wiedzy o skałach i gruncie powierzchni Marsa, nie sposób określić z wystarczającą dużą dozą prawdopodobieństwa składu mineralnego drobnej frakcji regolitu. Będzie to możliwe dopiero po przeprowadzeniu analiz fazowych substancji mineralnej regolitu po otrzymaniu próbek gruntu marsjańskiego. Do tego czasu nasze hipotezy będą się opierać na takich przesłankach, jak skład chemiczny, widma odbijania fal elektromagnetycznych i inne.

Na 1996 r. przewiduje się wysłanie na powierzchnię Marsa ruchomego laboratorium, zdolnego badać właściwości powierzchniowych warstw planety. Niniejszy

artykuł jest głosem w dyskusji nad sposobami badań gruntu marsjańskiego oraz nad sprawą występowania w drobnej frakcji gruntu Marsa minerałów ilastych, a zwłaszcza przewidywanego przez wielu autorów montmorillonitu. Jedną z pośrednich metod diagnostycznych, pozwalających stwierdzić występowanie tego minerału, są badania fizykochemicznych właściwości powierzchniowych gruntu, przede wszystkim zaś – wielkości powierzchni właściwej.

W związku z tym autor zaproponował przeprowadzenie na powierzchni Marsa eksperymentu, polegającego na pomiarze powierzchni właściwej drobnej frakcji regolitu. Rezultaty tego oryginalnego eksperymentu pozwolą stwierdzić, czy smektyty wchodziły w skład gruntu marsjańskiego, a jeśli wchodziły, to czy występują w ilości przewidywanej przez niektóre modele (do 80%).

Powierzchnią właściwą w przypadku gruntów określa się (37) powierzchnię rozwiniętą szkieletu mineralnego (fazy stałej) odniesioną do jednostki masy tego szkieletu. Minerały ilaste nie pęczniejące, takie jak kaolinity, mają tylko zewnętrzną powierzchnię cząstek, elementarne bowiem pakiety mineralne są silnie ze sobą związane. Wielkość powierzchni właściwej zależy w tym przypadku tylko od rozmiarów cząstek i zamyka się w granicach 10–30 $m^2 g^{-1}$. Minerały pęczniejące, do których należą smektyty, oprócz powierzchni zewnętrznych cząstek mają jeszcze, dostępne dla wody i innych cieczy polarnych, powierzchnie w przestrzeniach międzypakietowych. Wewnętrzne przestrzenie międzypakietowe są znacznie większe od powierzchni zewnętrznych cząstek i całkowita powierzchnia właściwa jest rzędu 700–800 $m^2 g^{-1}$, a w niektórych przypadkach np. dla montmorillonitu przekracza 1000 $m^2 g^{-1}$. Dla drobnoziarnistych piasków powierzchnia właściwa zależy od rozmiarów ziarn i zazwyczaj nie przekracza 0,5 $m^2 g^{-1}$.

Można zatem oczekiwać, że przeprowadzenie prostych oznaczeń powierzchni właściwej drobnej frakcji gruntu marsjańskiego nie zawierającej ziarn powyżej 200 μm , może być pośrednim dowodem na występowanie lub brak w badanych próbkach minerałów o rozwiniętej powierzchni właściwej, jak u smektytów.

Istnieje wiele metod badania powierzchni właściwej. Metody absolutne, bezpośrednio oparte na podstawowych zjawiskach kinetyki, termodynamiki i dyfrakcji, dostarczają wyników służących jako układ odniesienia dla metod względnych, znacznie prostszych w zastosowaniu. Ogólny przegląd metod podaje Z.A. Wojciechowski (37), który dzieli je na dwie grupy:

– metody geometryczno-strukturalne, zaliczane do metod bezpośrednich, oparte na obserwacjach i pomiarach kształtów i wymiarów cząstek. Na specjalną uwagę zasługuje tu metoda obliczeń teoretycznych powierzchni właściwej z oznaczonych za pomocą dyfrakcji promieni rentgenowskich parametrów sieci i pozycji atomów oraz składu chemicznego. Obliczenia te, przeprowadzone dla montmorillonitu, prowadzą do wartości powierzchni właściwej 810 $m^2 g^{-1}$, zgodnej z wynikami drugiej grupy metod;

– metody adsorpcyjno-desorpcyjne, oparte na pomiarach i obserwacjach zjawisk występujących na granicach faz: ciało stałe–ciecz oraz ciało stałe–gaz (lub para). Najbardziej znana jest tu metoda pomiaru izoterm adsorpcji azotu (w temperaturze ciekłego azotu), zwana metodą BET, powszechnie stosowana w przemyśle. Obecnie ta statyczna metoda objętościowa, wymagająca długotrwałych badań w skomplikowanej i kruchej wysokopróżniowej aparaturze, jest zastępowana znacznie szyb-

szą i bardziej zautomatyzowaną metodą przepływową z oznaczeniami zaadsorbowanego gazu w chromatografii gazowej, gdzie niskie bezwzględne ciśnienie (np. azotu) zastąpiono ciśnieniem cząsteczkowym tego samego gazu w mieszaninie z innym gazem, nieaktywnym w temperaturze ciekłego azotu (najczęściej helu).

Poważnym ograniczeniem metod polegającym na adsorpcji gazu jest to, że metody te nie mogą być stosowane do wyznaczania powierzchni międzypakietowej krzemianów warstwowych, gdyż cząsteczki N_2 nie wnikają w te przestrzenie. Są one zatem przydatne jedynie do pomiarów powierzchni zewnętrznych, lecz nieprzydatne dla badań smektytów.

Spośród licznych metod oznaczania powierzchni właściwej gruntów (17, 35, 37), w celu wykrycia obecności minerałów pęczniących o silnie rozwiniętej powierzchni właściwej w drobnej frakcji gruntu marsjańskiego, autorem wydaje się najbardziej celowe zastosowanie metody sorpcji cieczy polarnej na powierzchni cząstek.

Spośród cieczy polarnych do oznaczania powierzchni właściwej najczęściej używa się alkoholi dwu- i trójrzędowych, a więc glikolu etylenowego i gliceryny. Początkowo glikol etylenowy, podobnie jak i inne organiczne cieczy polarne, były używane do określania składu mineralnego gruntów. Tworzenie się kompleksów glikolu ($OH-CH_2-CH_2-OH$) z montmorillonitem i wermikulitem badali D.M.C. Mc Ewan od 1944 r. (25) i W.F. Bradley (12). Montmorillonity nasycone glikolem etylenowym zwiększają grubość pakietów (d_{001}) do 1,72 nm, podczas kiedy forma bezwodna charakteryzuje się odległościami d_{001} około 1 nm. Wprowadzenie dwóch warstw glikolu między pakiety minerału ilastego, a jednej na zewnętrznej powierzchni, stanowi podstawę grawimetrycznych pomiarów wielkości powierzchni właściwej gruntów (37).

Badania powierzchni właściwej przy użyciu glikolu etylenowego zapoczątkowali R.S. Dyal i S.B. Hendricks (14). Metoda ta polegała na nasyceniu glikolem etylenowym wysuszonego uprzednio gruntu i obserwacjach następujących potem zmian jego masy.

Późniejsze badania (17, 37, 38) dały możliwość szerszego wykorzystania tej metody dla oceny fizykochemicznych właściwości gruntów i pośredniej identyfikacji występowania w badanych próbkach smektytów.

Powierzchnię właściwą gruntu oblicza się na podstawie dwóch parametrów: gęstości powierzchniowej glikolu ($310 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$), obliczonej z parametrów sieci i pomiarów wzorcowych, oraz wartości retencji glikolu, czyli masy glikolu zaadsorbowanej przez grunt w przeliczeniu na jednostkę masy próbki. Ze względu na użycie do badań płynu z cząsteczkami, w których występuje grupa OH^- , powierzchnia tak oznaczona jest jednocześnie powierzchnią zdolną do uwodnienia, a więc jest istotnym parametrem określającym właściwości powierzchniowe gruntu, takie jak np.: jego hydrofilność.

Wartość powierzchni właściwej oblicza się na podstawie wzoru:

$$S = \frac{R}{\rho_p}$$

gdzie R — retencja glikolu etylenowego, ρ_p — gęstość powierzchniowa glikolu równa $310 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ (37).

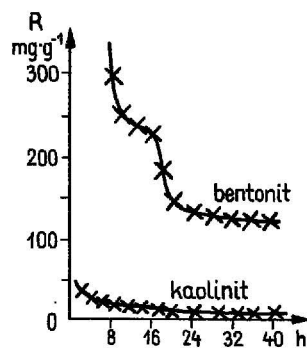
Metoda ta należy do grupy metod względnych, gdyż oznaczenie powierzchni właściwej nie jest wynikiem obliczeń teoretycznych, lecz przeprowadza się je na podstawie wyznaczonego doświadczalnie powiązania wartości retencji glikolu z powierzchnią właściwą minerałów wzorcowych. Błąd względny określania powierzchni wła-

ściwej rośnie wraz ze zmniejszeniem się wielkości powierzchni właściwej, a więc zmienia się z rodzajem minerału od 1% dla montmorillonitu do 5, a nawet 10% dla kaolinitu i ok. 100% dla drobnoziarnistych piasków. Ze względu na to, że główną przyczyną błędu jest zmniejszenie się masy zatrzymanego glikolu wraz ze zmniejszaniem się powierzchni właściwej, bardzo ważnym problemem dla zmniejszenia błędu będzie zastosowanie odpowiednio czulej wagi, mogącej rejestrować różnice masy poniżej 0,3 mg (w granicach plateau stabilizacji widocznego na ryc. 2). Istotną sprawą jest również ciągła rejestracja masy próbki, aż do osiągnięcia poziomu retencji odpowiadającego plateau na prezentowanych wykresach ryc. 2. Ze względu na fakt, że prędkość desorpcji w sposób istotny zależy od temperatury, wydaje się celowe podgrzewanie próbki w czasie desorpcji, gdyż w niskich temperaturach, panujących na powierzchni Marsa, czas ten mógłby być zbyt długi.

W przypadku próbek będących mieszaniną kilku składników mineralnych, wynik badań nie jest jednoznaczny. Obecność grubszych ziarn mineralnych pochodzących z mechanicznego rozdrobnienia skał pierwotnych powierzchni Marsa w badanej próbce smektytów będzie w prosty sposób wpływała na obniżenie wartości mierzonej powierzchni właściwej. Domieszka ta może być traktowana jako masa o powierzchni zerowej (zawierającej się w błędzie metody). Badając naturalny bentonit z Chmielnika stwierdzono, że czysta próbka tego minerału charakteryzuje się powierzchnią właściwą $868 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, a domieszka 10% materiału grubszego obniża wartość powierzchni o 10%.

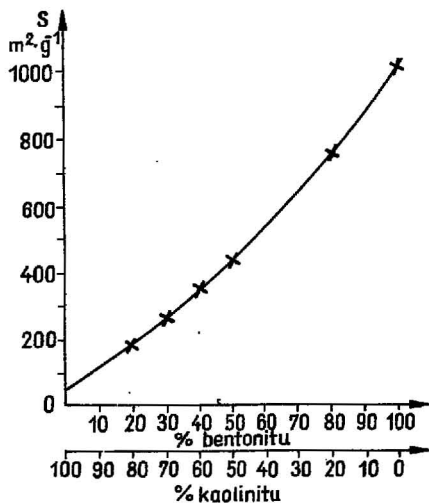
Sytuacja komplikuje się, jeśli w próbkach regolitu Marsa będą występować dwa minerały ilaste, których obecność na powierzchni Marsa nie jest wykluczona, a mianowicie montmorillonit i kaolinit. Kaolinit charakteryzuje się rozwiniętą powierzchnią i jego domieszka w montmorillonicie nie może być traktowana jako masa o zerowej powierzchni. Przykład pomiarów powierzchni dla takich mieszanin kaolinitu z Siedlec i bentonitu z Chmielnika (17) przedstawiono na wykresie zależności powierzchni właściwej od składu mieszanki mineralnej (ryc. 3). Jak wynika z wykresu, ta zależność uzyskana w sposób empiryczny jest również prosta i nie stwarza problemów obliczeniowych.

Gorzej jednak, kiedy w skład badanego gruntu — oprócz prostej mieszaniny wyżej wymienionych minerałów ilastych — wejdzie jako trzeci składnik frakcja grubsza złożona z pokruszonych skał podłoża czy inny składnik budujący grunt marsjański. W takim przypadku



Ryc. 2. Zależność retencji glikolu etylenowego od czasu desorpcji dla kaolinitu i smektytu

Fig. 2. Relations of ethylene glycol retention and its desorption time for kaolinite and smectite



Ryc. 3. Zależność wartości powierzchni właściwej mieszaniny kaolinitu i smektytu od ich procentowego udziału

Fig. 3. Relations of specific surface values of kaolinite-smectite mixture and their percent contents

interpretacja występowania drobnej domieszki smektytu (poniżej 10%) w badanym gruncie oraz ilościowej zawartości większej ilości smektytu będzie trudna. Rozwiązanie tego problemu można znaleźć przez wykonanie dodatkowych oznaczeń powierzchni zewnętrznej próbki. Dysponując stosunkiem powierzchni zewnętrznej próbki do całkowitej powierzchni właściwej, można ilościowo ocenić zawartość smektytu w gruncie.

Ważnym czynnikiem będzie odpowiedni wybór miejsca pobrania próbek do badań. Najbardziej ciekawe byłyby tu dna dolin Mariner, gdyż stanowią one najbardziej perspektywiczne obszary akumulacji minerałów ilastych, które będą wywiewane z piaszczystych równin. Jeżeli automat będzie pracował w rejonach równin, to istotne jest, by próbki były pobierane za naturalnymi przeszkodami (np. za większymi głazami), gdzie drobniejsze cząstki mineralne miały większą szansę zachowania się. Ciekawe byłoby również przebadanie próbek pyłu unoszącego się w marsjańskiej atmosferze. Wielu autorów upatruje bowiem występowanie montmorillonitu właśnie w tej najdrobniejszej frakcji, unoszącej w atmosferze Marsa i równomiernie roznoszonej po całym globie czerwonej planety. Wyniki proponowanego eksperymentu będą mogły zweryfikować wiele obecnie istniejących modeli składu mineralnego regolitu Marsa.

LITERATURA

- Adams J.B., Mc Cord T.B. — J. Geophys. Res., 1969 vol. 74 nr 20 s. 4851—4856.
- Allen C.C. — J. Geophys. Res. B., 1979 vol. 84 nr 14 s. 8048—8059.
- Allen C.C., Gooding J.L., Jercinovic M., Keil K. — Icarus, 1981 vol. 45 nr 2 s. 347—369.
- Allen C.C., Gooding J.L., Keil K. — J. Geophys. Res., 1982 vol. 87 nr 12 s. 10083—10102.
- Anderson D.M., Tice A.R. — J. Molecular Evol., 1979 vol. 14 nr 1—3 s. 33—38.
- Baird A.K., Toulmin P. et al. — Science, 1976 vol. 194 nr 4271 s. 1288—1293.
- Banin A., Margulies L. — Nature, 1983 vol. 305 nr 5934 s. 323—325.

- Banin A., Margulies L., Chen Y. — J. Geophys. Res., 1985 vol. 90 sup.
- Banin A., Rishpon J. — J. Molecular, Evol., 1979 vol. 14 nr 1—3 s. 133—152.
- Biemann K., Oro I. et al. — J. Geophys. Res., 1977 vol. 82 nr 28 s. 4641—4658.
- Bruckenthal E.A., Singer R.B. et al. — Multispectral interpretation of geologic materials exosed at the Viking lander sites. Abstr. LPSC 17, 1986.
- Bradley W.F. — J. Amer. Chem. Soc., 1945 s. 975—981.
- De Hon R.A. — J. Geophys. Res., 1982 vol. 87 nr B12 s. 9821—9828.
- Dyal R.S., Hendricks S.B. — Soil. Sci., 1950 vol. 69 s. 421—432.
- Evans D.L., Adams J.B., Werner D.B. — Amorphous gels as possible analogs to martian weathering products. Abstr. LPSC 11, 1980 s. 757—763.
- Floreński K.P. (red.) — Oczerki srawnielnoej planetologii. Nauka, Moskwa, 1981.
- Grabowska-Olszewska B., Sergejew J.M. (red.) — Gruntoznawstwo. Wyd. Geol., 1977.
- Gooding J.L. — Icarus, 1978 vol. 33 nr 3 s. 483—513.
- Gooding J.L., Keil D. — Geophys. Res. Lett., 1978 vol. 5 nr 8 s. 727—730.
- Guinness E.A. — J. Geophys. Res., 1981 vol. 86 nr 139 s. 7983—7992.
- Hoguenin R.L. — Ibidem, 1973 vol. 78 nr 35 s. 8481—8493.
- Hunt G.R., Logan L.M., Salisbury J.W. — Icarus, 1973 vol. 18 nr 3 s. 459—469.
- Masursky H., Boyce M. et al. — J. Geophys. Res., 1973 vol. 78 nr 20 s. 4016—4038.
- Mc Cord T.B., Clark R.N., Singer R.B. — Ibidem, 1982 vol. 87 nr 4 s. 3021—3032.
- Mc Ewan D.M.C. — Faraday Soc. Trans., 1948 vol. 44 s. 349—367.
- Oyama V.I., Berdahl B.I. — J. Geophys. Res., 1977 vol. 82 nr 28 s. 4669—4676.
- Sidorow Ju. I., Zolotow M. Ju. — Porody i grunt powierzchni Marsa. Nauka, Moskwa 1989.
- Singer R.B. — J. Geophys. Res. B, 1982 vol. 87 nr 12 s. 10159—10168.
- Singer R.B. — Adv. Space Res., 1985 vol. 5 nr 8 s. 59—68.
- Soderblom L.A., Kreidler T.J., Masursky H. — J. Geophys. Res., 1973 vol. 78 nr 20 s. 3841—3847.
- Soderblom L.A., Werner D.B. — Icarus, 1978 vol. 34 nr 3 s. 662—637.
- Sor K., Kemper W.D. — Soil. Sci. Amer. Proc. 1959 nr 23 s. 105—110.
- Toulmin P., Baird A.K. et al. — J. Geophys. Res., 1977 vol. 82 nr 28 s. 4625—4634.
- Tsoar H. — Sand dunes of the Polar Region of Mars. Happing and analysis. Abstr. LPSC 10, 1979 s. 1856—1857.
- Van Olphen H. — Determination of Surface Areas of Clays-Evaluation of Methods. Surface Area Determination. Proc. Inter. Symp. Surf. Area Deter. Butterworths. London, 1971.
- Weldon R.J., Warren M. et al. — J. Geophys. Res. B, 1982 vol. 87 nr 12 s. 10102—10114.

37. Wojciechowski Z.A. — [W:] Metody badań gruntów spoistych. B. Grabowska-Olszewska (red.). Wyd. Geol., 1980.
38. Żbik M. — Arch. Miner., 1983 t. 38 nr 2 s. 57—66.
39. Żbik M., Trzeciński J., Grabowska-Olszewska B. — Prz. Geol., 1989 nr 9 s. 438—446.

S U M M A R Y

Author presented here a review of literature on models of mineral composition of Marsian regolithe especially regarding occurrence of clay minerals in its fine fraction. Separate models based on: chemical composition, reflected light spectra of visible and infrared intervals, atmosphere composition, surface planet conditions, mineral thermodynamics and others, are so divergent in problem of clay mineral content, particularly of smectite.

Author proposed a simple experiment on Mars surface to explain smectite importance within ground and dust of Marsian atmosphere. Such experiment consists of measurement of specific surface of regolithe fine fraction. Due to highly developed surface of smectite mineral fabric (up to $1000 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) results of this experiment could verify current models of mineral composition of Marsian ground. Offered method of measuring specific surface of fine fraction from Marsian ground based on gravimetric measurements of ethylene glycol or glycerine sorption on particles and grains of mineral fabric.

Р Е З Ю М Е

Автор представил обзор литературы в области моделей минерального состава марсианского реголита с особым учетом нахождения глинистых минералов в мелкой фракции этого реголита. Как это видно из проведенного обзора, отдельные модели, разработанные на основании результатов исследований химического состава, спектров отражения света в видимом и инфракрасном диапазонах, состава атмосферы, существующих на поверхности планеты условий, термодинамики минералов и других, противоречивы в отношении содержания глинистых минералов, особенно смектитов.

Для выяснения роли смектитов в грунте и пыли марсианской атмосферы автор предлагает проведение на поверхности Марса простого эксперимента состоящего в измерении удельной поверхности мелкой фракции реголита. Ввиду сильно развитой поверхности минерального скелета смектитов, достигающей $1000 \text{ м}^2 \text{ г}^{-1}$, результаты экспериментов позволят на верификацию ряда в настоящее время предъявляемых моделей минерального состава марсианского грунта.

Предлагаемый метод измерения удельной поверхности мелкой фракции основан на гравиметрических измерениях сорбции этиленгликоля или глицерина на частицах и зернах минерального скелета.