

Irena KOSSOWSKA

Wietrzenie biotyту w obrębie pokrywy zwietrzelinowej z rejonu Strzelina na Dolnym Śląsku

WSTĘP

W rejonie Strzelina i Wyszonowic na Dolnym Śląsku występują częściowo zerodowane pokrywy wietrzeniowe skał krystalicznych o charakterze kaolinowym. Są one przykryte osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi, w których skład wchodzi ły, piaski, mułki, żwirki i gleba, a miejscami także warstwy węgla brunatnego. Miąższość zachowanych pokryw zwietrzelinowych dochodzi do 70 m. W okolicach Strzelina utwory skaolinizowane powstały kosztem granitów oraz łupków łyszczkowych tworzących pokrywę masywu granitowego. W pobliżu Wyszonowic pokrywa kaolinowa została utworzona z gnejsów warstewkowych i warstewkowo-oczkowych, niekiedy z wkładkami łupków łyszczkowych. Kaoliny występujące w stropowych partiach pokryw zwietrzelinowych są cennym surowcem dla różnych gałęzi przemysłu, stąd też duże zainteresowanie geologów i mineralogów dla ich wystąpień na Dolnym Śląsku. Zagadnienia geologiczno-surowcowe wystąpień kaolinów w rejonie Strzelina zostały opracowane przez H. Kościówko (1966, 1969) i H. Kościówko, O. Gawrońskiego (1975). Badania mineralogiczne utworów skaolinizowanych z tego rejonu były prowadzone przez M. Budkiewicza (1963), W. Sikorę (1972, 1974), I. Kossowską (1970) i innych.

W wyniku badań petrograficzno-mineralogicznych autorka dokonała podziału pokrywy zwietrzelinowej na wstępne stadium przeobrażeń oraz pierwsze, drugie i trzecie stadium kaolinizacji (fig. 2). Wstępne stadium przeobrażeń odpowiada wydzielonej przez L. Stocha i W. Sikorę (1975) strefie słabo zmienionej skały pierwotnej, pierwsze i drugie stadium kaolinizacji jest odpowiednikiem strefy kaolinitowo-mikowej, a trzecie stadium kaolinizacji odpowiada strefie kaolinitowej. Pomiedzy skałami należącymi do różnych stadiów kaolinizacji występują istotne różnice w ilościowym składzie mineralnym, co wiąże się z różnym nasileniem

procesów przeobrażeniowych. We wstępnym stadium przeobrażeń zaznacza się serycytyzacja plagioklazów oraz nieznaczna kaolinityzacja i montmorylonityzacja biotytu. W obrębie pierwszego stadium kaolinizacji następuje intensywny rozkład plagioklazów, idący w kierunku bezpośredniej kaolinizacji. Nasila się także kaolinityzacja biotytu. Drugie stadium kaolinizacji jest głównie etapem tworzenia się kaolinitu kosztem skaleni potasowych. Na pograniczu drugiego i trzeciego stadium kaolinizacji znaczna ilość biotytu przekształca się w kaolinit. W obrębie trzeciego stadium kaolinizacji następuje rozkład ływczyków dioktaedrycznych oraz nielicznych reliktyw skaleniowych.

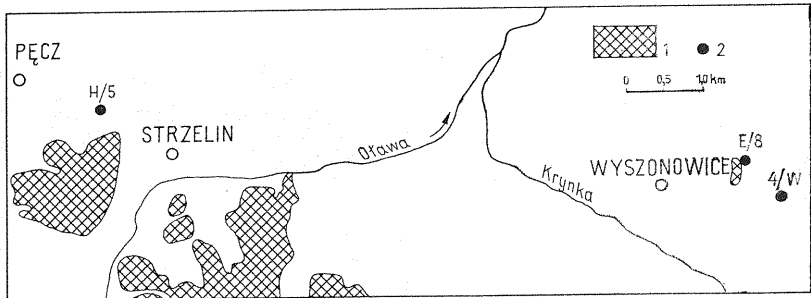


Fig. 1. Szkic lokalizacji badanych profili wietrzeniowych

Location of weathering profiles studied

- 1 — granity strzelińskie; 2 — otwór wiertniczy
1 — Strzelin granites; 2 — borehole

Spośród zagadnień związanych z wietrzeniem skał krystalicznych na szczególną uwagę zasługuje transformacja biotytu. Dane na temat wietrzenia biotytu zostały zebrane na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich oraz w wyniku badań rentgenowskich, termiczno-różnicowych i chemicznych wyseparowanej miki z 15 próbek skalnych, reprezentujących różne stadia wietrzeniowe w profilach wiertniczych H/5, E/8 i 4/W (fig. 1, 2). Separacji dokonano drogą szlamowania i ręcznego wzbogacania na szklanej równi pochylej, a także metodą elektromagnetyczną. Wyodrębniona została gruboziarnista frakcja biotytów (powyżej 100 μm).

WIETRZENIE BIOTYTU

W świetle badań mikroskopowych i rentgenowskich rozkład biotytu rozpoczyna się już w obrębie wstępnego stadium przeobrażeń. W związanych, nieznacznie zmienionych skałach krystalicznych blaszki biotytu znajdujące się w pobliżu mikrospeków skalnych, tj. w strefie słabego oddziaływania roztworów, zmieniają barwę z czarnej na ciemnoszarą lub ciemnooliwkową, co wiąże się ze zmianą pleochroizmu. Dwójłomność minerału pozostaje ta sama. Biotyty silniej przeobrażone stają się coraz jaśniejsze (tab. 2), a ich pleochroizm jest coraz słabszy. Prowadzi to do całkowitego odbarwienia minerału, przy nieznacznym spadku jego dwójłomności. Przedstawione zmiany w biotycie dokonują się powoli. Równo-

Tabela 1

Wyniki badań fazowych wyseparowanych biotytów (muskowitu, illitu)

Nr próbki	Głębokość pobrania próbki (w m)	Rodzaj skały, z której pochodzi próbka mikowa	Stwierdzone minerały
17-E/8	35,8–36,1	kaolin pochodzenia gnejsowego	kaolinit, kwarc, montmorylonit, odbarwiony biotyt – illit
14-E/8	40,7–41,2	skaolinizowany gnejs	biotyt, kaolinit, kwarc, muskowit
10-E/8	44,8–45,2	skaolinizowany gnejs	biotyt, kaolinit
8-E/8	46,7–47,3	skaolinizowany gnejs	biotyt, kaolinit
6-E/8	50,5–50,8	gnejs	biotyt, kwarc, muskowit, montmorylonit
18-H/5	43,7–44,3	skaolinizowany granit	biotyt, kaolinit
16-H/5	47,7–48,3	skaolinizowany granit	biotyt, kaolinit
13-H/5	53,6–54,2	skaolinizowany granit	biotyt, kaolinit
7-H/5	64,4–64,9	skaolinizowany granit	biotyt, kaolinit, muskowit, montmorylonit
4-H/5	66,9–67,2	granit	biotyt, kaolinit, kwarc, muskowit, montmorylonit
17-4/W	60,9–61,2	kaolin pochodzenia gnejsowego	kaolinit, muskowit, odbarwiony biotyt, kwarc
12-4/W	69,0–61,2	skaolinizowany łupek	biotyt, kaolinit, muskowit, biotyt odbarwiony
9-4/W	75,9–76,1	skaolinizowany łupek	biotyt, kaolinit, kwarc, muskowit, montmorylonit
4-4/W	84,7–85,1	skaolinizowany gnejs	biotyt, kaolinit, muskowit, montmorylonit
3-4/W	85,8–86,2	gnejs	biotyt, kaolinit, kwarc, muskowit, montmorylonit

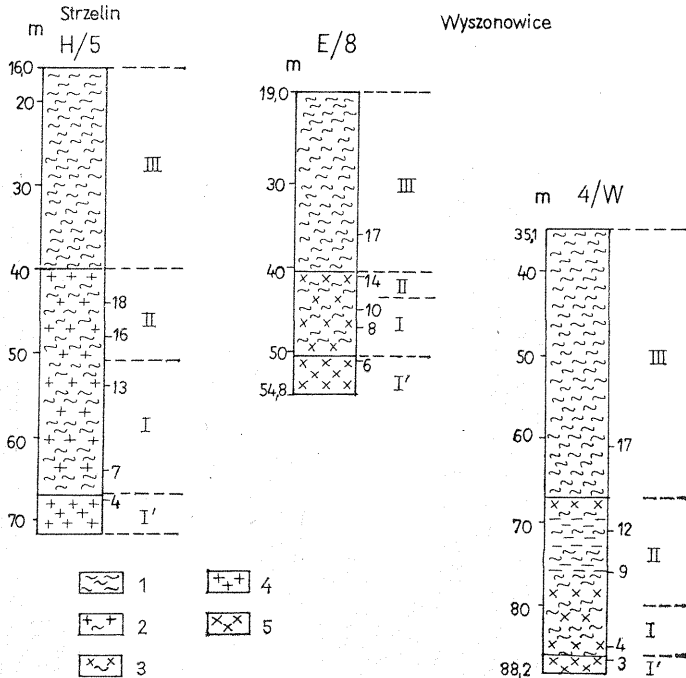


Fig. 2. Schematyczne profile litologiczne oraz miejsca pobrania próbek

Sketh lithological profiles and sampled points

I' — wstępne stadium przeobrażeń; stadia kaolinizacji: I — pierwsze, II — drugie, III — trzecie; 1 — kaolin; 2 — zwietrzelina granitowa; 3 — zwietrzelina gnejsowa; 4 — granit; 5 — gnejs

I' — preliminary stage of alterations; kaolinization stages: I — first, II — second, III — third; 1 — kaolin; 2 — granite waste; 3 — gneiss waste; 4 — granite; 5 — gneiss

legle z nimi następuje proces szybkiej transformacji biotytu w kaolinit. Dotyczy to zarówno całych blaszek biotytu, jak i poszczególnych fragmentów blaszek. Często powstają wielokrotne przewarstwienia biotytu i kaolinitu w ramach jednej blaszki. Proces szybkiej transformacji w nieznanym stopniu przejawia się w obrębie wstępnego stadium przeobrażeń profilów wiertniczych H/5 i 4/W, gdzie stwierdzono, że udział kaolinitu w wyseparowanym biotycie wynosi 4 — 12% (tab. 2). W obrębie pierwszego stadium kaolinizacji proces ten ulega znacznemu nasileniu, a udział kaolinitu w próbkach biotytowych dochodzi do 49%.

Fig. 3. Dyfraktogramy wyseparowanych biotytów z profilu wiertniczego E/8 (A), H/5 (B) i 4/W (C)

Diffractograms of separated biotites from weathering profile E/8 (A), H/5 (B) and 4/W (C)

B — biotyt; K — kaolinit; Mont — montmorylonit; I — illit; Q — kwarc; M — muskowit; BO — biotyt odbarwiony

B — biotite; K — kaolinite; Mont — montmorillonite; I — illite; Q — quartz; M — muscovite; BO — decolorized biotite

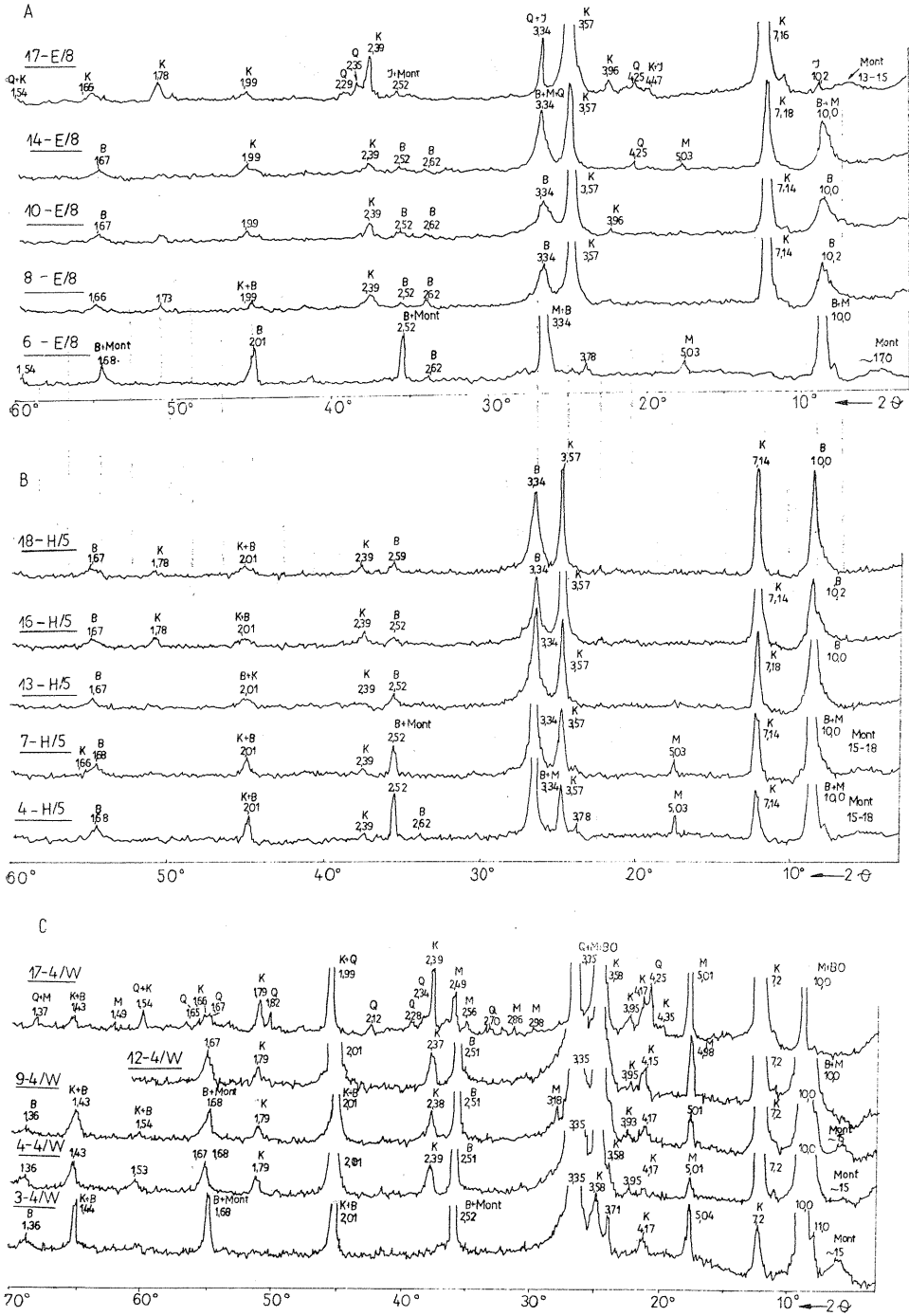


Fig. 3

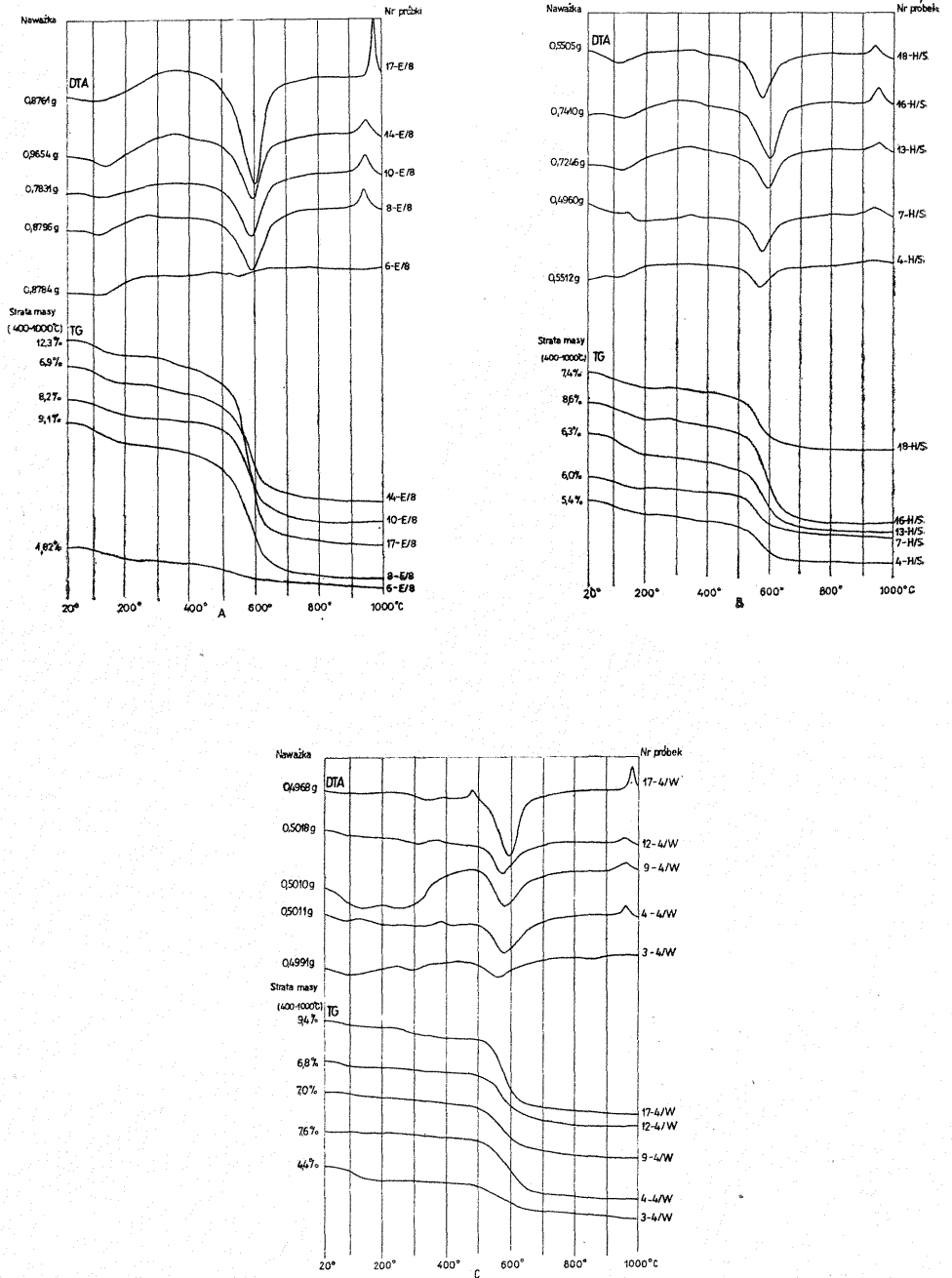


Fig. 4. Termiczne analizy różnicowe wyseparowanych biotytów z profilu wietrzeźniowego E/8 (A), H/5 (B) i 4/W (C)
 Differential thermal analyses of separated biotites from weathering profile E/8 (A), H/5 (B) and 4/W (C)

Tabela 2

Barwa miki i procentowa zawartość domieszek kaolinitu i kwarcu w biotycie (muskowicie, illicie) na podstawie termicznych analiz różnicowych oraz przeliczeń analiz chemicznych

Nr próbki	Rodzaj skały, z której pochodzi próbka mikowa	Stopień przeobrażenia	Barwa próbki	Zawartość		
				biotytu (muskowitu, illitu)	kaolinitu	kwarcu
17—E/8	kaolin pochodzenia gnejsowego	trzecie stadium kaolinizacji	biała z różowym odcieniem	6	88	6
14—E/8	skaolinizowany gnejs	drugie stadium kaolinizacji	ciemnoszara	64	28	8
10—E/8	skaolinizowany gnejs	pierwsze stadium kaolinizacji	ciemnoszara	63	37	—
8—E/8	skaolinizowany gnejs	pierwsze stadium kaolinizacji	ciemnoszara	51	49	—
6—E/8	gnejs	wstępne stadium przeobrażeń	czarna	94	—	6
18—H/5	skaolinizowany granit	drugie stadium kaolinizacji	ciemnoszara z zielonkawym odcieniem	68	32	—
16—H/5	skaolinizowany granit	drugie stadium kaolinizacji	ciemnoszara z zielonkawym odcieniem	57	43	—
13—H/5	skaolinizowany granit	pierwsze stadium kaolinizacji	ciemnoszara z zielonkawym odcieniem	80	20	—
7—H/5	skaolinizowany granit	pierwsze stadium kaolinizacji	czarna z szarym odcieniem	83	17	—
4—H 5	granit	wstępne stadium przeobrażeń	czarna z szarym odcieniem	86	12	2
17—4/W	kaolin pochodzenia gnejsowego	trzecie stadium kaolinizacji	biała z różowym odcieniem	36	54	10
12—4/W	skaolinizowany łupek	drugie stadium kaolinizacji	szarooliwkowa	75	25	—
9—4/W	skaolinizowany łupek	drugie stadium kaolinizacji	szarooliwkowa	59	33	8
4—4/W	skaolinizowany gnejs	pierwsze stadium kaolinizacji	szarooliwkowa	68	32	—
3—4/W	gnejs	wstępne stadium przeobrażeń	ciemnoszarooliwkowa	93	4	3

Tabela 3

Skład chemiczny biotytów (w % wag.) wraz z domieszką kaolinitu i kwarcu

Nr próbki	Stopień przeobrażenia	Składniki												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	F	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
17-E/8	III stadium kaolinizacji	47,70	0,19	35,16	0,22	2,16	—	—	0,36	0,22	0,02	0,02	13,66	0,70
14-E/8	II stadium kaolinizacji	47,18	1,15	25,61	3,81	5,62	0,01	0,10	2,98	3,70	0,37	0,05	8,88	1,48
10-E/8	I stadium kaolinizacji	44,14	0,92	27,48	2,95	4,90	0,01	0,25	4,83	3,15	0,43	0,05	9,88	1,80
8-E/8	I stadium kaolinizacji	43,24	0,92	26,10	4,47	6,63	0,01	0,28	3,57	3,17	0,37	0,04	10,04	1,60
6-E/8	wstępne stadium przeobrażeń	43,66	1,93	19,10	16,14	1,42	0,04	0,31	6,59	7,88	1,14	0,05	1,88	0,72
18-H/5	II stadium kaolinizacji	42,40	1,44	22,98	4,85	11,37	1,00	0,46	1,85	4,20	0,20	0,02	8,68	1,40
16-H/5	II stadium kaolinizacji	44,76	10,8	26,59	3,52	7,78	0,08	0,34	1,27	3,48	0,25	—	9,92	0,96
13-H/5	I stadium kaolinizacji	43,06	1,56	21,82	6,03	10,85	0,10	0,61	2,10	4,69	0,22	—	7,16	1,72
7-H/5	I stadium kaolinizacji	42,92	1,50	22,20	10,06	7,70	0,90	0,38	2,27	4,97	0,25	0,02	6,44	1,12
4-H/5	wstępne stadium przeobrażeń	43,68	1,62	22,50	9,88	6,58	0,50	0,33	2,25	4,81	0,30	0,24	6,76	1,24
17-4/W	III stadium kaolinizacji	48,48	0,60	32,21	0,72	2,22	0,04	0,32	0,85	3,13	0,32	0,10	10,14	0,46
12-4/W	II stadium kaolinizacji	40,78	1,56	22,60	2,16	13,36	0,24	0,24	5,06	5,73	0,25	0,22	7,40	0,46
9-4/W	II stadium kaolinizacji	41,12	2,12	23,24	4,84	8,99	0,07	0,46	3,82	4,71	0,48	0,25	7,74	2,16
4-4/W	I stadium kaolinizacji	41,92	1,62	24,33	1,98	10,89	0,13	0,24	4,94	5,19	0,38	0,30	8,10	0,28
3-4/W	wstępne stadium przeobrażeń	40,96	2,03	19,51	11,49	7,39	0,08	0,54	5,10	5,89	0,40	0,30	4,64	1,66

Badania fazowe wykazały, że wyseparowana mika zawiera od 2 do 5 faz mineralnych (tab. 1). W wielu próbkach stwierdzono obecność smektytu, prawdopodobnie montmorylonitu, który na dyfraktogramach rentgenowskich daje refleksy w następujących odległościach międzypłaszczyznowych: 13 — 18 Å; 2,49 — 2,52 Å (wspólny dla biotyту, muskowitu i montmorylonitu); 1,67 — 1,68 Å (wspólny dla biotyту i montmorylonitu). Ilość montmorylonitu w próbkach biotytowych jest prawdopodobnie niewielka, o czym świadczy mała intensywność niskokątowych refleksów oraz brak efektów charakterystycznych dla tego minerału na derywatogramach (fig. 4A—C).

Domieszki kwarcu w biotycie zostały ujawnione w wyniku termicznych analiz różnicowych na krzywej DTA w trakcie studzenia próbek. Procentową zawartość tego minerału ustalono na podstawie danych wzorcowych. Metodą rentgenowską stwierdzono obecność kwarcu jedynie w trzech próbkach (fig. 3A—C), głównie na podstawie refleksu $d = 4,25$ Å.

Podstawowe refleksy biotyту $d = 10,0$ Å i $3,34$ Å na dyfraktogramach rentgenowskich są ostre i wąskie w przypadku, gdy minerał ten jest mało przeobrażony oraz szerokie i rozmyte gdy jest on zwierztały. Rozmycie linii $d = 10,0$ Å od strony niskich kątów wskazuje na obecność struktur mieszanych mika/wermikulit (L. Stoch, W. Sikora, 1975).

Niewielką domieszkę miki dioktaedrycznej (muskowit) ujawniono w niektórych próbkach łyszczykowych na podstawie refleksu $d = 4,98$ — $5,04$ Å. W próbce 17-4/W, a częściowo także w próbce 12-4/W występuje biotyт odbarwiony, który wykazuje słabą pobudliwość elektromagnetyczną. W próbkach tych występuje także domieszka muskowitu. Odbarwiony biotyт jest dioktaedryczny, na dyfraktogramach rentgenowskich daje on ten sam zespół refleksów co i muskowit. Odbarwiony biotyт można odróżnić od muskowitu tylko pod mikroskopem na tej podstawie, że zawiera liczne, bardzo drobne skupienia wodorotlenków żelaza na przekrojach blaszek.

Identyfikacji kaolinitu w próbkach łyszczykowych dokonano głównie w oparciu o refleksy $d = 7,2$ i $3,58$ Å na dyfraktogramach rentgenowskich oraz w oparciu o charakterystyczne efekty na krzywej DTA prawie wszystkich próbek. Jedynie biotyт zawarty w próbce 6-E/8 nie daje wymienionych linii typowych dla kaolinitu. Na krzywej DTA ujawnia on słabo zaznaczone przegięcie endotermiczne w temperaturze około 550 °C, które wobec braku efektu egzotermicznego w temperaturze 980 °C należy wiązać z dehydroksylacją biotyту. Procentowa strata masy jaka w związku z tym powstaje, wynosi $1,82\%$ (fig. 4A).

W próbkach łyszczykowych obok biotyту najbardziej istotnym składnikiem jest kaolinit. W niektórych próbkach ważna jest także domieszka kwarcu i muskowitu. Dla dokonania prawidłowej interpretacji analiz chemicznych wyseparowanych biotyтów (tab. 3) dokonano ich przeliczeń na wzory krystalochemiczne, według metody pozwalającej na eliminację kaolinitu i kwarcu, tj. metody C. S. Rossa i S. B. Hendricksa (1945) oraz metody L. Stocha (1962) opartej na założeniu o stałej ilości tlenu w strukturze minerałów. Metoda ta jest stosowana przez wielu autorów (I. I. Ginzburg, 1953; E. Görlich, 1959; M. D. Foster, 1960; W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, 1962; I. Kardymowicz, 1969; L. Stoch, W. Si-

Tabela 4

Rozwinięte wzory chemiczne biotytów (muskowitów)

Nr próbki	\sum_{R}^{XII}	\sum_{R}^{VI}	\sum_{R}^{IV}	(OH), F, O
17-E/8	(K _{0,21} Na _{0,04}) _{0,25}	(Mg _{0,37} Fe ²⁺ _{0,12} Fe ³⁺ _{1,16} Ti _{0,08} Al _{0,33}) _{2,06}	(Si _{3,25} Al _{0,75}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,04} O _{9,27}
14-E/8	(K _{0,51} Na _{0,08} Ca _{0,01}) _{0,60}	(Mg _{0,49} Fe ²⁺ _{0,35} Fe ³⁺ _{0,47} Ti _{0,10} Al _{0,91}) _{2,32}	(Si _{3,14} Al _{0,86}) _{4,0}	(OH) _{1,97} F _{0,01} O _{9,97}
10-E/8	(K _{0,49} Na _{0,09} Ca _{0,03}) _{0,61}	(Mg _{0,89} Fe ²⁺ _{0,30} Fe ³⁺ _{0,46} Ti _{0,08} Al _{0,71}) _{2,44}	(Si _{3,08} Al _{0,92}) _{4,0}	(OH) _{2,05} F _{0,02} O _{9,93}
8-E/8	(K _{0,65} Na _{0,12} Ca _{0,04}) _{0,81}	(Mg _{0,84} Fe ²⁺ _{0,57} Fe ³⁺ _{0,80} Ti _{0,12} Al _{0,12}) _{2,45}	(Si _{3,06} Al _{0,94}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,02} O _{9,97}
6-E/8	(K _{0,78} Na _{0,17} Ca _{0,03}) _{0,98}	(Mg _{0,77} Fe ²⁺ _{1,05} Fe ³⁺ _{0,08} Ti _{0,11} Al _{0,84}) _{2,85}	(Si _{3,09} Al _{0,91}) _{4,0}	[(OH) _{0,94} F _{0,01} O _{0,94}] _{1,89} O _{10,0}
18-H/5	(K _{0,62} Na _{0,04} Ca _{0,06}) _{0,72}	(Mg _{0,32} Fe ²⁺ _{0,47} Fe ³⁺ _{0,98} Mn _{0,09} Ti _{0,12} Al _{0,28}) _{2,26}	(Si _{3,03} Al _{0,97}) _{4,0}	(OH) _{1,96} F _{0,01} O _{9,83}
16-H/5	(K _{0,61} Na _{0,07} Ca _{0,05}) _{0,73}	(Mg _{0,26} Fe ²⁺ _{0,40} Fe ³⁺ _{0,82} Mn _{0,01} Ti _{0,10} Al _{0,56}) _{2,15}	(Si _{3,21} Al _{0,79}) _{4,0}	(OH) _{2,00} O _{9,87}
13-H/5	(K _{0,57} Na _{0,04} Ca _{0,06}) _{0,67}	(Mg _{0,30} Fe ²⁺ _{0,47} Fe ³⁺ _{0,79} Mn _{0,01} Ti _{0,11} Al _{0,58}) _{2,26}	(Si _{3,12} Al _{0,88}) _{4,0}	(OH) _{2,02} O _{9,96}
7-H/5	(K _{0,58} Na _{0,05} Ca _{0,04}) _{0,67}	(Mg _{0,31} Fe ²⁺ _{0,77} Fe ³⁺ _{0,53} Mn _{0,07} Ti _{0,10} Al _{0,63}) _{2,41}	(Si _{3,08} Al _{0,92}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,01} O _{9,90}
4-H/5	(K _{0,52} Na _{0,05} Ca _{0,03}) _{0,60}	(Mg _{0,28} Fe ²⁺ _{0,70} Fe ³⁺ _{0,42} Mn _{0,03} Ti _{0,10} Al _{0,80}) _{2,33}	(Si _{3,08} Al _{0,92}) _{4,0}	(OH) _{1,99} F _{0,07} O _{9,79}
17-4/W	(K _{0,74} Na _{0,11} Ca _{0,06}) _{0,91}	(Mg _{0,24} Fe ²⁺ _{0,11} Fe ³⁺ _{0,30} Mn _{0,01} Ti _{0,09} Al _{1,31}) _{2,06}	(Si _{3,09} Al _{0,91}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,06} O _{9,97}
12-4/W	(K _{0,75} Na _{0,05} Ca _{0,03}) _{0,83}	(Mg _{0,77} Fe ²⁺ _{0,19} Fe ³⁺ _{1,03} Mn _{0,02} Ti _{0,12} Al _{0,22}) _{2,35}	(Si _{2,83} Al _{1,17}) _{4,0}	(OH) _{1,96} F _{0,07} O _{9,88}
9-4/W	(K _{0,76} Na _{0,12} Ca _{0,06}) _{0,94}	(Mg _{0,72} Fe ²⁺ _{0,51} Fe ³⁺ _{0,85} Mn _{0,01} Ti _{0,19} Al _{0,11}) _{2,39}	(Si _{2,60} Al _{1,40}) _{4,0}	(OH) _{1,99} F _{0,10} O _{9,72}
4-4/W	(K _{0,76} Na _{0,09} Ca _{0,03}) _{0,88}	(Mg _{0,84} Fe ²⁺ _{0,19} Fe ³⁺ _{0,94} Mn _{0,01} Ti _{0,13} Al _{0,31}) _{2,42}	(Si _{2,91} Al _{1,09}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,10} O _{10,17}
3-4/W	(K _{0,59} Na _{0,06} Ca _{0,04}) _{0,69}	(Mg _{0,59} Fe ²⁺ _{0,75} Fe ³⁺ _{0,44} Mn _{0,01} Ti _{0,11} Al _{0,56}) _{2,46}	(Si _{2,92} Al _{1,08}) _{4,0}	(OH) _{2,00} F _{0,07} O _{9,79}

kora, 1975). W wyniku tych przeliczeń określona została również procentowa zawartość kaolinitu w próbkach łyseczykowych (tab. 2). Dokonując przeliczeń autorka przyjęła jako H_2O^+ stratę masy otrzymaną w temperaturze 400—1000 °C w trakcie wykonywania termicznych analiz różnicowych (fig. 4A—C), a nie stratę masy w temperaturze 105—1000 °C stwierdzoną w trakcie wykonywania analiz chemicznych (tab. 3), gdyż jak podaje I. Th. Rosenquist (1963), woda adsorpcyjna zawarta w biotycie zostaje w pełni oddzielona dopiero w temperaturze 400 °C. Dehydroksylacja biotyty, według danego autora, rozpoczyna się w temperaturze 500 °C.

Biotyt pod wpływem wietrzenia, podobnie jak i inne krzemiany warstwowe, podlega transformacji polegającej na reorganizacji jego struktury, co wiąże się z wymianą niektórych składników chemicznych z otoczeniem. Według G. Millot (1964) w wyniku transformacji bardziej złożone struktury łyseczyków ulegają przeobrażeniu w struktury prostsze, np. typu kaolinitu. Na podstawie wzorów krystalochemicznych (tab. 4) badane biotyty można podzielić na trzy grupy, tj. na biotyty nieznacznie zwietrzałe, pochodzące głównie ze wstępnego stadium przeobrażeń, biotyty zwietrzałe w średnim stopniu, reprezentujące pierwsze i drugie stadium kaolinizacji, oraz odbarwione, silnie zwietrzałe biotyty pochodzące z trzeciego stadium kaolinizacji gnejsów. W biotytach nieznacznie zwietrzałych występuje przewaga żelaza dwuwartościowego nad trójwartościowym, przy czym w nieskaolinityzowanym biotycie zawartym w próbce 6-E/8 przewaga ta jest ponad trzynastokrotna, a w słabo skaolinityzowanych biotytach (próbki 4-H/5, 7-H/5 i 3—4/W) — nieco mniej niż dwukrotna. Stopień utlenienia żelaza w omawianych biotytach waha się od 0,07 do 0,41 (tab. 5). Biotyty zwietrzałe w średnim stopniu cechują się przewagą żelaza trójwartościowego nad dwuwartościowym, a stopień utlenienia żelaza wynosi w nich 0,57—0,84. W biotycie odbarwionym, silnie zwietrzałym stopień utlenienia żelaza osiąga najwyższe wartości i wynosi 0,91. Stosunek $Fe^{2+} + Fe^{3+} : \sum_{R}^{VI}$ w analizowanych biotytach jest zróżnicowany (tab. 5). W biotytach z pierwszego i drugiego stadium kaolinizacji jest on częstokroć wyższy niż w biotytach ze wstępnego stadium przeobrażeń, co może sugerować, że następuje względna koncentracja żelaza w biotytach w trakcie wietrzenia. Pogląd taki nie może być jednak przyjęty, gdyż byłby w sprzeczności z obserwacjami mikroskopowymi, według których drobne skupienia wodorotlenków żelaza na przekrojach blaszek zwietrzałego biotyty są niewątpliwie pochodzenia biotytowego. Żelazo zostaje uwolnione z siatki krystalicznej biotyty i pozostaje na powierzchni pojedynczych blaszek. A. Wiewióra (1970) dla takiej formy występowania żelaza zastosował termin „żelazo międzydomenowe”. Według danego autora termin ten określa bezpostaciowe wodorotlenki żelaza, zamknięte mechanicznie pomiędzy poszczególnymi płytkami kaolinitu wchodzącymi w skład pakietów.

W trakcie przeliczeń na rozwinięte wzory chemiczne przyjęto założenie, że w kaolinitcie pobiotytowym brak jakichkolwiek podstawień pierwiastków. Tymczasem według P. J. Maldena i R. E. Meadsa (1967), A. Wiewióry (1970), W. Sikory (1970) i K. Szpili (1970) pewna ilość żelaza dwuwartościowego może pozostawiać glin w warstwie oktaedrycznej kaolinitu. Zdaniem A. Wiewióry ilość ta wynosi około 0,5%, według

Wartości charakterystyczne biotytów (muskowitów, illitów)

Nr próbek	Rodzaj skały, z której pochodzi próbka łyszczykowa	Stopień utlenienia $Fe^{3+} : Fe^{3+} + Fe^{2+}$	$Fe^{3+} + Fe^{2+} : \sum_R^{VI}$
17-E/8	kaolin pochodzenia gnejsowego	0,91	0,62
14-E/8	skaolinizowany gnejs	0,57	0,35
10-E/8	skaolinizowany gnejs	0,60	0,31
8-E/8	skaolinizowany gnejs	0,58	0,56
6-E/8	gnejs	0,07	0,40
18-H/5	skaolinizowany granit	0,68	0,64
16-H/5	skaolinizowany granit	0,67	0,57
13-H/5	skaolinizowany granit	0,63	0,56
7-H/5	skaolinizowany granit	0,41	0,54
4-H/5	granit	0,37	0,48
17-4/W	kaolin pochodzenia gnejsowego	0,73	0,20
12-4/W	skaolinizowany łupek	0,84	0,52
9-4/W	skaolinizowany łupek	0,67	0,57
4-4/W	skaolinizowany gnejs	0,83	0,47
3-4/W	gnejs	0,37	0,48

W. Sikory równa się 1⁰%, a na podstawie badań K. Szpili kształtuje się w granicach 0,24—0,51⁰%.

Ilość żelaza, jaką chemicznie stwierdzono w próbkach łyszczykowych z profilów wiertniczych H/5, E/8 i 4/W, nie odpowiada więc ilości żelaza występującej faktycznie w strukturze biotytów. Jest ona zawyżona o ilość żelaza międzycydomenowego oraz o ewentualną ilość żelaza wchodzącego w skład struktury kaolinitu pobiotytowego.

Magnez jest ługowany ze struktury krystalochemicznej biotytu dopiero na pograniczu drugiego i trzeciego stadium kaolinizacji (tab. 4). Tytan wchodzący w skład grupy \sum_R^{VI} pozornie nie podlega ługowaniu. Faktycznie jednak, podobnie jak żelazo, zostaje on uwolniony ze struktury biotytu i gromadzi się na powierzchniach blaszek tego minerału w postaci drobnych skupień leukokseny. Szybkie związanie się uwalnianego tytanu w leukoksen uniemożliwiło odprowadzenie tego pierwiastka poza obręb środowiska wietrzeniowego.

W średnio zwietrzałych biotytach zaznacza się spadek ogólnej liczby kationów w warstwie oktaedrycznej w stosunku do biotytu nieskaolinizowanego (próbka 6-E/8). Powstaje zatem struktura przejściowa do dioktaedrycznej (V. C. Farmer, J. D. Russell i in., 1971). Łyszczyki zawarte w próbkach 17-E/8 i 17-4/W są dioktaedryczne.

Ługowanie sodu i potasu z przestrzeni międzypakietowych biotytu jest zróżnicowane. W nieskaolinizowanym biotycie zawartym w próbce 6-E/8 nie zaznacza się ono wcale. Natomiast w biotytach słabo zwietrzałych (próbki 4-H/5, 7-H/5 i 3-4/W) jest ono częstokroć większe niż w biotytach średnio zwietrzałych, pobranych z wyższych partii profilu wietrzeniowego. Prawdopodobnie przyczyna tego zjawiska tkwi w tym, że w spagowych partiach profilu wietrzeniowego rozkład skaleni potaso-

wych zaznacza się w niewielkim stopniu, w związku z tym stężenie jonów potasu i sodu w roztworach jest mniejsze niż w wyższych partiach profilu wietrzeniowego, gdzie rozkład skaleń potasowych jest intensywny. Duże stężenie K^+ i Na^+ w roztworach wpływa hamująco na odprowadzenie potasu i sodu ze struktury krystalicznej biotyty. Według badań V. C. Farmera i jego współpracowników wynika, że istnieje możliwość utleniania i usuwania żelaza z biotyty w środowisku wodnym, przy niezmienionej względnie nieznacznie zmniejszonej zawartości potasu. Wymienieni autorzy wykazali to na drodze eksperymentalnej, podkreślając jednocześnie, że utlenianie żelaza wpływa na mocniejsze związanie potasu ze strukturą i na zmniejszenie jego ruchliwości.

Biały łyszczek wyseparowany z kaolinu pochodzenia gnejsowego (próbka 17-E/8), makroskopowo jednorodny, okazał się pseudomorfozą kaolinitu po biotycie. Zachowana w nim została niewielka ilość fazy mikowej, o czym świadczy linia $d = 10,2 \text{ \AA}$ na dyfraktogramie rentgenowskim (fig. 3A). Stwierdzono w nim także fazę pęczniącą, prawdopodobnie montmorylonitową, która tworzy rozmyty refleks $d = 13 - 15 \text{ \AA}$. Ze wzoru krystalochemicznego wynika, że mika jest dioktaedryczna, charakteryzuje się znacznym niedoborem kationów w grupie \sum_{R}^{XII} , a w porównaniu z mniej zwietrzalymi biotytami cechuje ją dużo mniejsza zawartość Mg w grupie \sum_{R}^{VI} oraz nieco większa zawartość Si w grupie

\sum_{R}^{IV} . Omawiany łyszczek wykazuje wiele cech wspólnych z miką srebrzystobiałą, którą wyseparowali i scharakteryzowali mineralogicznie L. Stoch i W. Sikora (1975). Linia $d = 10,0 \text{ \AA}$ miki srebrzystobiałej po obróbce chemicznej i termicznej nie ulega przemieszczeniu. Zdaniem L. Stocha i W. Sikory mika ta stanowi formę pośrednią w procesie transformacji mik w montmorylonit dioktaedryczny, który następnie przechodzi w kaolinit. Wydaje się, że na podstawie charakterystyki mineralogicznej zarówno mikę srebrzystobiałą, jak i mikę z próbki 17-E/8 można nazwać illitem.

Wzór strukturalny biotyty nieskaolinizowanego można także ustalić metodą I. D. Bornemana-Starynkiewicza (1971), opartą o ilość kationów we wzorze danego minerału. Stosując wymienioną metodę obliczeniową uzyskuje się wzór krystalochemiczny biotyty zbliżony do teoretycznego, w którym $\sum_{R}^{XII} = 1$, $\sum_{R}^{VI} = 3$, $\sum_{R}^{IV} = 4$. Obliczony tą metodą wzór strukturalny biotyty z próbki 6-E/8 przedstawia się następująco: $(K_{0,80}Na_{0,17}Ca_{0,03})_{1,0} (Mg_{0,78}Fe_{-1,08}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,95})_{3,0} (Si_{3,17}Al_{0,83})_{4,0} O_{10,0} [(OH)_{0,44}F_{0,01}O_{1,55}]_{2,0} +_{0,24}H_2O$

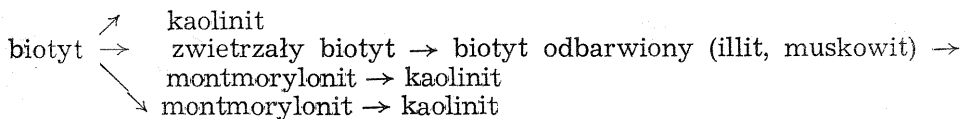
Sumaryczna wartościowość kationów w danym przypadku jest wyższa niż w przypadku przeliczenia tej analizy metodą tlenową (tab. 4), w związku z czym dla kompensacji ładunków wynikła konieczność wprowadzenia nieznacznej ilości H_2O do wzoru strukturalnego.

W badaniach fazowych nie stwierdzono obecności chlorytu w biotytach. Widziane pod mikroskopem chlorytopodobne blaszki w toku dalszych badań okazały się zielono zabarwionym biotytem. Jak podaje W. Sikora (1972), z równania równowagi pomiędzy chlorytem a biotytem wynika, że chlorytyzacja biotyty występuje tylko w środowisku, w którym jest dostateczne stężenie jonów Mg^{2+} , przy równoczesnej małej koncentracji jonów K^+ . W danych warunkach wietrzeniowych ługowanie

magnezu z siatki krystalicznej biotytytu nastąpiło dopiero na pograniczu drugiego i trzeciego stadium kaolinizacji, sądzić więc należy, że w niższych partiach strefy wietrzeniowej roztwory były ubogie w magnez. Koncentracja potasu w roztworach była natomiast zróżnicowana: w obrębie pierwszego stadium kaolinizacji — niska, a w obrębie drugiego — przejściowo większa, w związku z rozkładem mikroklinu. Opisane warunki środowiska nie sprzyjały więc powstawaniu chlorytu.

Roztwory oddziaływające na biotyty były najprawdopodobniej kwaśne i zawierały jony Al^{3+} pochodzące z hydrolizy plagioklazów. W obrębie wstępnego stadium przeobrażeń przesączały się one w skąpych ilościach z wyższych partii profilu wietrzeniowego. Zawartość K^+ i Mg^{2+} była w nich prawdopodobnie niska. Z równania równowagi pomiędzy biotytem i kaolinitem wynika, że biotytyt jest minerałem trwałym przy dostatecznie dużym stężeniu K^+ i Mg^{2+} , natomiast w środowisku, w którym stężenie wymienionych jonów jest małe, może nastąpić bezpośrednie przeobrażenie biotytytu w kaolinit (W. Sikora, 1972). Tak więc warunki sprzyjające bezpośredniej kaolinityzacji biotytytu wystąpiły przede wszystkim w niższych partiach strefy wietrzeniowej wszystkich profilów wiertniczych.

W drugim stadium kaolinizacji proces kaolinityzacji biotytytu uległ pewnemu zahamowaniu, w związku z przejściowym wzrostem zawartości jonów potasu w roztworach, powstałym na skutek rozkładu skałeni potasowych (tab. 2). Na pograniczu drugiego i trzeciego stadium kaolinityzacji nastąpił spadek zawartości metali alkalicznych w roztworach, co wpłynęło na dalszą wzmogoną kaolinityzację biotytytu. W wyniku badań petrograficzno-mineralogicznych ustalono, że schemat przeobrażeń biotytytu w różnych stadiach wietrzenia przedstawia się następująco:



PIERWIASTKI ŚLADOWE W BIOTYTACH

W wyseparowanych biotytytach z profilów wiertniczych E/8, H/5 i 4/W oznaczono zawartość pierwiastków śladowych metodą analizy spektralnej (tab. 6).

Stwierdzono, że zawartość litu w biotytytach jest bardzo zróżnicowana i waha się od 5 do 310 ppm. Jest to pierwiastek łatwo podstawiający magnez i żelazo dwuwartościowe w łyseczykach. W biotytytach pochodzenia granitowego średnia zawartość litu jest nieco wyższa niż w biotytytach pochodzenia gnejsowego. Duży spadek zawartości litu odnotowano w biotytytach pochodzących z drugiego stadium kaolinizacji (próbki 14-E/8 i 12-4/W) oraz w odbarwionych łyseczykach z trzeciego stadium kaolinizacji.

Wana d należy do pierwiastków podstawiających żelazo w biotytycie. Średnia zawartość wanadu w biotytytach pochodzenia gnejsowego jest około dwukrotnie większa od średniej zawartości wanadu w biotytytach pochodzenia granitowego. Ilość wanadu w analizowanych biotytytach przeważ-

Wyniki analiz spektralnych biotytów (w ppm)

Nr próbki	Głębokość pobrania próbki (w metrach)	Stopień przeobrażenia	Składniki								
			Li	V	Cr	Ni	Co	Rb	Sr	Sn	Ba
17-E/8	35,8–36,1	trzecie stadium kaolinizacji	12	48	46	14	15	30	30	11	500
14-E/8	40,7–41,2	drugie stadium kaolinizacji	5	210	72	42	21	1100	200	14	3400
10-E/8	44,8–45,2	pierwsze stadium kaolinizacji	66	100	54	24	23	1100	280	8	2100
8-E/8	46,7–47,3	pierwsze stadium kaolinizacji	60	100	66	30	25	1400	230	7	3300
6-E/8	50,5–50,8	wstępne stadium przeobrażeń	310	130	46	33	20	1100	10	13	1400
18-H/5	43,7–44,3	drugie stadium kaolinizacji	60	72	54	62	22	500	300	74	3700
16-H/5	47,7–48,3	drugie stadium kaolinizacji	200	32	62	30	19	900	410	42	5200
13-H/5	53,6–54,2	pierwsze stadium kaolinizacji	66	72	50	20	22	380	500	48	6800
7-H/5	64,4–64,9	pierwsze stadium kaolinizacji	190	58	42	15	32	600	300	74	5200
4-H/5	66,9–67,2	wstępne stadium przeobrażeń	56	110	20	13	17	280	30	110	240
17-4/W	60,9–61,2	trzecie stadium kaolinizacji	12	130	96	23	15	380	90	15	3800
12-4/W	69,0–69,4	drugie stadium kaolinizacji	10	270	48	100	34	900	10	8	160
9-4/W	75,9–76,1	drugie stadium kaolinizacji	76	110	160	62	23	540	90	5	3200
4-4/W	84,7–85,1	pierwsze stadium kaolinizacji	46	90	110	40	26	500	42	9	4300
3-4/W	85,8–86,2	wstępne stadium przeobrażeń	38	400	64	68	36	230	250	20	2300

nie nie odbiega od tej, jaką stwierdził M. Gadomski (1968) w biotytach ze skał granitoidowych i łupkowych Dolnego Śląska (30—140 ppm, a przeciętnie około 50 ppm). Według I. Kardymowicz (1969) w biotytach ze skał krystalicznych północno-wschodniej Polski zawartość wanadu jest rzędu setnych i tysięcznych części procenta. W analizowanych biotytach spadek zawartości wanadu zaznacza się jedynie w trzecim stadium kaolinizacji profilu E/8 (próbka 17-E/8).

Chrom w strukturze biotyty występuje jako pierwiastek trójwartościowy i w tej postaci podstawia on żelazo trójwartościowe oraz glin. Zdaniem A. Gadomskiego (1968) średnia zawartość chromu w biotytach ze skał granitoidowych Dolnego Śląska wynosi około 80 ppm. Równorzędne do powyższych zawartości chromu stwierdzono w biotytach ze zmienionych granitów i gnejsów występujących w otworach wiertniczych E/8, H/5 i 4/W (tab. 6). W warunkach wietrzeniowych chrom jest pierwiastkiem mało ruchliwym i wykazuje tendencję do gromadzenia się w zwietrzelinie w ilościach znacznie przekraczających jego zawartość w skałach świeżych (A. Wiewióra, 1967). Zawartość chromu w badanych biotytach o różnym stopniu przeobrażenia jest stosunkowo wyrównana, co wskazuje na stabilność tego pierwiastka w środowisku wietrzeniowym.

Nikiel jest kationem łatwo podstawiającym żelazo i magnez w łyszczykach. Jego zawartość w biotytach z badanych utworów wynosi 14—100 ppm. Koncentracja niklu w biotytach ze skał krystalicznych północno-wschodniej Polski jest zbliżona do wyżej podanych wartości. W biotytach ze skał granitowych i gnejsowych Związku Radzieckiego średnia zawartość niklu wynosi około 140 ppm (W. W. Lachowicz, 1972). Nikiel, podobnie jak wiele innych pierwiastków, nie podlegał ługowaniu w obrębie pierwszego i drugiego stadium kaolinizacji. Jego zawartość w biotytach z otworu wiertniczego H/5 świadczy nawet o pewnej kumulacji tego pierwiastka w niższych partiach strefy wietrzenia. Migracja niklu zaznacza się dopiero w trzecim stadium kaolinizacji (próbki 17-E/8 i 17-4/W).

Kobalt jest pierwiastkiem geochemicznie spokrewnionym z niklem i w strukturze biotyty również podstawia magnez i żelazo. W analizowanych próbkach łyszczykowych zawartość kobaltu waha się od 15 do 36 ppm (tab. 6). Są to ilości mało zróżnicowane, świadczące o tym, że w warunkach wietrzeniowych kobalt nie podlega ługowaniu ani koncentracji. Średnie zawartości kobaltu w biotytach z granitoidów i gnejsów Związku Radzieckiego wynoszą około 40 ppm i niewiele się różnią od zawartości Co, które stwierdzono w analizowanych próbkach.

Zawartość rubidu w próbkach biotytytowych waha się od 30 do 1400 ppm. Podobne ilości rubidu (59—1320 ppm) stwierdził M. Gadomski (1968) w biotytach z granitoidów dolnośląskich. Pod względem własności geochemicznych rubid jest pierwiastkiem zbliżonym do potasu i może podstawiać ten kation w przestrzeniach międzypakietowych. W obrębie pierwszego i drugiego stadium kaolinizacji rubid nie podlegał ługowaniu z siatki krystalicznej biotyty. W trzecim stadium kaolinizacji, gdy środowisko uległo silnemu zakwaszeniu, rubid podobnie jak potas został częściowo wyługowany ze struktury biotyty.

Stront jest pierwiastkiem o dużym promieniu jonowym i w związku z tym może zastępować potas w przestrzeniach międzypakietowych

biotyty. Analizowane biotyty wykazują dużą zmienność koncentracji strontu. Ma ona charakter pierwotny i wiąże się prawdopodobnie z nierównomiernym wchodzeniem tego pierwiastka w strukturę biotyty w czasie krystalizacji. W zwietrzalnych biotytych pochodzenia granitowego występuje wyższa zawartość strontu niż w zwietrzalnych biotytych pochodzenia gnejsowego. Należy uznać, że w niższych partiach strefy wietrzenia pierwiastek ten nie podlega ługowaniu. Spadek zawartości strontu w biotytych zaznacza się w trzecim stadium kaolinizacji profilu wiertniczego E/8. Wiąże się to z odprowadzaniem tego pierwiastka równoległe z odprowadzaniem potasu.

Zawartość cyny w biotytych waha się od 5 do 110 ppm. Znacznie większą ilość cyny stwierdzono w biotytych pochodzenia granitowego niż w biotytych pochodzenia gnejsowego. Według L. W. Tausona (1961), W. L. Barsukowa (1957), E. B. Znamienskiego, E. J. Popolitowa i B. A. Legejdo (1964) średnia zawartość cyny w biotytych pochodzących z różnych odmian granitów waha się od 26 do 400 ppm, przy czym średnia zawartość cyny w biotytych z granitów cynonośnych wynosi 80—400 ppm. Jak podaje M. Gadomski (1968), średnia zawartość Sn w biotytych z granitoidów dolnośląskich wynosi 25 ppm. W ramach określonego profilu wietrzeniowego stwierdzono prawie równorzędną ilość cyny w próbkach, co wskazuje na słabe uruchamianie cyny w procesie wietrzenia biotytych. Zróżnicowane zawartości tego pierwiastka w biotytych są uwarunkowane jedynie pochodzeniem minerału.

Bar w strukturze biotyty zajmuje taką pozycję jak rubid i stront i może podstawiać potas w przestrzeniach międzypakietowych. W analizowanych biotytych zawartość baru nie przekracza 1%. Jest to ilość, jaką zwykle stwierdza się w minerałach skałotwórczych. Biotyty z przeobrażonego granitu strzelińskiego są bogatsze w bar niż biotyty z przeobrażonych gnejsów strzelińskich. W niższych partiach strefy wietrzenia bar nie wykazuje żadnych tendencji migracyjnych. Zawartość baru w biotytych z tej części profilu wietrzeniowego jest nawet wyższa niż zawartość baru w biotytych ze skał wyjściowych. W trzecim stadium kaolinizacji bar zachowuje się tak jak potas. Gdy potas ulega znacznemu uruchomieniu, uruchomieniu podlega także bar (próbka 17-E/8). Natomiast gdy odprowadzanie potasu jest niewielkie (próbka 17-4/W), zawartość baru nie ulega zmniejszeniu.

WNIOSKI

1. Ze skał wchodzących w skład pokrywy zwietrzelinowej rejonu Strzelina wyodrębniono łyśczyki ciemne i jasne, które wykazywały podobliwość elektromagnetyczną. Wyseparowane biotyty z 15 próbek skalnych pochodzą z wstępnego stadium przeobrażeń oraz z pierwszego, drugiego i trzeciego stadium kaolinizacji, tj. ze wszystkich wydzieleni jakich dokonano w profilach wietrzeniowych E/8, H/5 i 4/W w oparciu o rodzaj i stopień przeobrażenia minerałów skałotwórczych. Biotyty, które makroskopowo mają wygląd jednorodny, są wielofazowe. W wyniku badań petrograficzno-mineralogicznych stwierdzono w nich obecność od

2 do 5 faz, tj. fazę biotyty, kaolinitu, odbarwionego biotyty, kwarcu, muskowitu i montmorylonitu. Największy procentowy udział mają biotyty i kaolinit.

2. Biotyty wyseparowane z nieskaolinizowanych i skaolinizowanych granitów i gnejsów dzielą się na: biotyty nieznacznie zwietrzałe, biotyty zwietrzałe w średnim stopniu oraz odbarwione, silnie zwietrzałe biotyty. W biotytych nieznacznie zwietrzałych żelazo dwuwartościowe ma ilościową przewagę nad żelazem trójwartościowym, tymczasem w biotytych średnio- i silnie zwietrzałych rzecz przedstawia się odwrotnie.

3. W trakcie wietrzenia żelazo dwuwartościowe zawarte w biotycie przechodzi w żelazo trójwartościowe, a to z kolei zostaje stopniowo uwalniane ze struktury minerału i gromadzi się pomiędzy pojedynczymi blaszkami w postaci wodorotlenkowej, stanowiąc tzw. żelazo międzypakietowe. Żelazo to występuje także w pseudomorfozach kaolinitu po biotycie. Niewielka ilość żelaza może także wchodzić w skład struktury kaolinitu pobiotytyowego. W trakcie wycieczania wzorów krystalochemicznych biotytych przyjęto założenie, że cała ilość żelaza stwierdzona chemicznie znajduje się w strukturze minerału i dlatego ilość żelaza we wzorach strukturalnych biotytych jest zawyżona.

4. Tytan zawarty w biotycie zachowuje się podobnie jak żelazo. Po uwolnieniu ze struktury gromadzi się on pomiędzy blaszkami biotyty w charakterze leukoksenu.

5. Ługowanie magnezu ze struktury krystalicznej biotyty zaznacza się dopiero w obrębie trzeciego stadium kaolinizacji.

6. Przeobrażenia biotyty w pierwszym i drugim stadium kaolinizacji wiążą się ze zróżnicowanym, lecz na ogół niewielkim ługowaniem potasu z przestrzeni międzypakietowych. Intensywne odprowadzanie potasu zaznacza się w obrębie trzeciego stadium kaolinizacji. Miejsce potasu zajmują jony hydroniowe lub neutralne cząsteczki H_2O (I. Th. Rosenquist, 1963).

7. W biotytych odnotowuje się zmiany wietrzeniowe dokonywane powoli oraz szybkie zmiany transformacyjne.

Przeobrażenia powolne, to spadek intensywności zabarwienia i pleochromizmu, zmiany w strukturze polegające na utlenianiu żelaza, uwalnianiu żelaza i tytanu, spadku ogólnej liczby kationów w warstwie oktaedrycznej, co powoduje powstanie struktury przejściowej do dioktaedrycznej i prowadzi do powstania biotyty zwietrzałego. Dalsze zmiany polegają na odprowadzaniu części magnezu i potasu, wzroście ilości Si w warstwie tetraedrycznej, co prowadzi do całkowitego odbarwienia biotyty i powstania łyszczyku dioktaedrycznego o charakterze muskowitu (próbka 17-4/W) lub illitu (próbka 17-E/8). Illit przechodzi następnie w fazę pęczniejącą — montmorylonitową, a ta z kolei w kaolinit. Powolne przeobrażenia biotyty rozpoczynają się w obrębie wstępnego stadium kaolinizacji, a kończą w obrębie trzeciego stadium kaolinizacji.

Szybka, bezpośrednia transformacja biotyty w kaolinit w małej mierze dokonuje się w obrębie wstępnego stadium przeobrażeń. Jest ona szczególnie nasiloną w pierwszym oraz na pograniczu drugiego i trzeciego stadium kaolinizacji. Jest to ściśle związane ze stężeniem K^+ i Mg^{2+} w roztworach. Gdy jest ono małe, może nastąpić bezpośrednie przeobrażenie biotyty w kaolinit (W. Sikora, 1972). Małe stężenie jonów

K^+ notuje się właśnie w niższych partiach strefy wietrzeniowej, ponieważ skalenie potasowe tylko w nieznacznym stopniu ulegają tu hydroli-
zie. Ponadto występuje ono na pograniczu drugiego i trzeciego stadium
kaolinizacji, ponieważ skalenie potasowe są tu prawie w całości roz-
łożone. Stężenie magnezu w roztworach jest małe zarówno w obrębie
wstępnego stadium przeobrażeń, jak i w pierwszym i drugim stadium
kaolinizacji.

8. W nieskaolinityzowanym biotycie zawartym w próbce 6-E/8 stwier-
dzono obecność fazy pęczniejącej — prawdopodobnie montmorylonitu.
W związku z powyższym należy sądzić, że w obrębie wstępnego stadium
przeobrażeń przekształcenie biotyty w montmorylonit było wcześniejsze
od jego kaolinityzacji.

9. W próbkach łyszczkowych oznaczona została zawartość minera-
łów śladowych. Z analizy uzyskanych danych wynika, że chrom i cyna
należą do pierwiastków mało ruchliwych i nie zostają odprowadzane ze
struktury biotyty w trakcie wietrzenia. Nikiel, kobalt i wanad ulegają
ługowaniu jedynie w trzecim stadium kaolinizacji, przy czym wanad zo-
staje uruchomiony jedynie wtedy, gdy ługowanie innych pierwiastków
jest w znacznym stopniu nasilone (próbka 17-E/8). Rubid, stront i bar
zachowują się podobnie jak potas. Ługowanie wspomnianych pierwiast-
ków śladowych zaznacza się w trzecim stadium kaolinizacji, równoległe
z intensywnym uruchomieniem potasu. Lit wykazuje największą ruchli-
wość w środowisku wietrzeniowym. Odprowadzenie litu zaznacza się
w trzecim a także częściowo w drugim stadium kaolinizacji.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, al. Jaworowa 19
Nadesłano dnia 9 lutego 1976 r.

PIŚMIENNICTWO

- BUDKIEWICZ M. (1963) — Badania mineralogiczno-petrograficzne kaolinu z Wy-
szonowic koło Strzelina (Dolny Śląsk). Spraw. z Pos. Kom. Oddz. PAN
w Krakowie, p. 440—441. Kraków.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1962) — Rockforming minerals. Long-
mas. London.
- FARMER V. C., RUSSEL J. D., Mc HARDY W. J., NEWMAN A. C. D., AHL-
RISCH J. L., RIMSAITE J. Y. H. (1971) — Evidence for loss protons and
octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites. Min. Mag. Journ.
Min. Soc., 38, p. 121—137. London.
- FOSTER M. D. (1960) — Interpretation of the composition the trioctahedral micas.
U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 354 [B], p. 11—49. Washington.

- GADOMSKI M. (1968) — Pierwiastki śladowe w łyŝczykach strefy granityzacji Żłoty Stok—Skrzynka w Sudetach. Arch. min., **28**, p. 113—230, z. 1. Warszawa.
- GÖRLICH E. (1959) — O powstaniu minerałów ilastych. Arch. min., **21**, p. 409—426, z. 2. Warszawa.
- KARDYMOWICZ I. (1969) — Biotyt z niektórych skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Biul. Inst. Geol., **225**, p. 7—40. Warszawa.
- KOSSOWSKA I. (1970) — Badania mineralogiczne nad produktem wietrzenia granitoidów Dolnego Śląska ze szczególnym uwzględnieniem kaolinu (masyw Strzelin—Żulowa). Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- KOŚCÍÓWKO H. (1966) — Dokumentacja geologiczna złoża kaolinu w Wyszonowicach. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- KOŚCÍÓWKO H. (1969) — Dokumentacja geologiczna złoża kaolinu „Monika” w Strzelinie. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- KOŚCÍÓWKO H., GAWROŃSKI O. (1975) — Ocena występowania kaolinów na obszarach masywów krystalicznych. Opracowanie monograficzne masywów Strzegom—Sobótka i Strzelin—Żulowa (praca zbiorowa). Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- MALDEN P. J., MEADS R. E. (1967) — Substitution by iron in kaolinite. Nature, **215**, p. 844—846, nr 5103. London.
- MILLET G. (1964) — Géologie des argiles. Paris.
- ROSENQUIST I. Th. (1963) — Studies in position and mobility of the H atoms in hydrous micas. Clays, and clay minerals, p. 117—135. Oxford.
- ROSS C. S., HENDRICKS S. B. (1945) — Minerals of the montmorillonite group. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **205** [B], p. 23. Washington.
- SIKORA W. (1970) — Nowe metody w analizie kaolinów. I. Występowanie żelaza w kaolinach dolnośląskich i możliwości jego usuwania. Zbiór referatów z I Sympozjum Ceramiki i Surowców. Kołobrzeg.
- SIKORA W. (1972) — Związki między zawartością i formą występowania żelaza a zabarwieniem kaolinów dolnośląskich (praca doktorska). Biblioteka AGH. Kraków.
- SIKORA W. (1974) — Żelazo w kaolinach pierwotnych Dolnego Śląska. PAN, Oddz. w Krakowie, Kom. Nauk Miner. Warszawa.
- STOCH Ł. (1962) — Mineralogia glin kaolinowych okolic Bolesławca. (Dolny Śląsk). PAN, Oddz. w Krakowie, Kom. Nauk Geol. Warszawa.
- STOCH L., SIKORA W. (1975) — Mineralogia kaolinów Dolnego Śląska. PAN, Oddz. w Krakowie, Kom. Nauk. Miner. Warszawa.
- SZPIŁA K. (1970) — Nowe metody w analizie kaolinów II. Pierwiastki rozproszone w niektórych surowcach kaolinowych. Zbiór referatów z I Sympozjum Ceramiki i Surowców. Kołobrzeg.
- WIEWIÓRA A. (1967) — Studia mineralogiczno-geochemiczne procesów wietrzeniowych gabr Nowej Rudy. Arch. miner., **27**, p. 245—336, z. 1. Warszawa.
- WIEWIÓRA A. (1970) — Nowe metody w analizie kaolinów. III. Żelazo w kaolinie i w strukturze kaolinitu. Zbiór referatów z I Sympozjum Ceramiki i Surowców. Kołobrzeg.
- БАРСУКОВ Б. Л. (1957) — К геохимии олова. Геохимия. Москва.
- БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ И. Д. (1971) — Расчет химической формулы минерала, по данным химического анализа. Методы химического анализа и состав минералов, стр. 79—152. Москва.

- ГРИНЗБУРГ И. И. (1953) — Стадийное выветривание слюд и хлоритов. Вопросы петрографии и минералогии, 2, Москва.
- ЗНАМЕНСКИЙ Е. В., ПОПОЛИТОВ Е. Е., ЛЕГЕЙДО В. А. (1964) — К геохимии олова в гранитоидах. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. Москва.
- ЛЯХОВИЧ В. В. (1972) — Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. Москва.
- ТАУСОН Л. В. (1961) — Геохимия редких элементов в гранитоидах. Геохимия, № 8. Москва.

Ирэна КОССОВСКА

ВЫВЕТРИВАНИЕ БИОТИТА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В РАЙОНЕ СТЖЕЛННА (НИЖНЯЯ СИЛЕЗИЯ)

Резюме

Петрографическо-минералогическое изучение проводилось на биотитах, содержащихся в стжелинских гранитах и гнейсах (Нижняя Силезия), а также в породах перекрывающей их коры выветривания. Выделенные биотиты относятся к первичной стадии выветривания а также к первой, второй и третьей стадии каолинизации, т. е. относятся ко всем расчлененным частям разрезов скважин E/8, H/5 и 5/W. В микроскопически однородных биотитах установлено наличие от 2 до 5 фаз, т. е. фаз: биотита, каолинита, обесцвеченного биотита, кварца, мусковита и монтмориллонита. Отмечено, что больше всего в них содержится биотита и каолинита.

Биотиты делятся на: незначительно выветренные и обесцвеченные, а также сильно выветренные. В средние и сильно выветренных биотитах в противоположность слабо выветренным Fe^{3+} преобладает над Fe^{2+} . В кристаллохимических формулах биотита количество железа завышено, т. к. не учтено так называемое междусферное железо, т. е. железо механически замкнутое между пластинками выветренного биотита и послебиотитового каолинита, а также железо, которое, вероятно, содержится в структуре каолинита, образовавшегося за счет биотита.

Титан, так же как железо, освобождается из структуры биотита в процессе выветривания, но не выносятся из продуктов выветривания, а остается между пластинками биотита и послебиотитового каолинита в качестве лейкоксена.

Магнит и калий освобождаются из структуры биотита и мигрируют в границах третьей стадии каолинизации.

Биотит подвергается медленной и быстрой трансформации. Медленная трансформация биотита начинается в предварительной стадии преобразования, а кончается в третьей стадии каолинизации. Преобразования приводят к образованию выветренного биотита, который в свою очередь переходит в обесцвеченный биотит, являющийся мусковитом или иллитом. Иллиит переходит в монтмориллонит, а он в свою очередь в каолинит. В предварительной стадии преобразования незначительная часть биотита переходит в монтмориллонит, который в верхних частях разреза скважины стал каолинитом.

Быстрая трансформация биотита происходит в предварительной стадии преобразования, в первой стадии каолинизации и на пограничьи второй и третьей стадии каолинизации. Малая концентрация ионов K^+ и Mg^{2+} в растворах этой части разреза, благоприятствует непосредственному переходу биотита в каолинит.

Монтмориллонитовая фаза отмечена в некаолинитизированном биотите, содержащемся в образце 6—E/8. Поэтому можно судить о том, что монтмориллонитизация биотита в гранитах и гнейсах происходила раньше каолинизации.

Было установлено содержание микроэлементов в слюдистых образцах. По анализу полученных данных установлено, что хром и олово не удаляются из структуры биотита в процессе выветривания. Никель, кобальт, ванадий, рубидий, стронций и барий выщелачиваются только в пределах третьей стадии каолинитизации. Миграция лития из структуры биотита происходит во второй и третьей стадии каолинизации.

Irena KOSSOWSKA

WEATHERING OF BIOTITE IN THE WEATHERING COVER FROM THE STRZELIN AREA, LOWER SILESIA

Summary

Biotites occurring granites and gneisses from Strzelin (Lower Silesia) and overlying the weathering cover were subjected to petrographic and mineralogical studies. Biotites extracted from these rocks originated in the course of preliminary stage of alteration as well as the first, second and third stage of kaolinization; that is, they represent all the lithological units differentiated in borehole profiles E/8, H/5 and 4/W. The presence of 2 to 5 phases, that is, biotite, kaolinite, decolorized biotite, quartz, muscovite and montmorillonite phases, was found in macroscopically uniform biotites. Biotite and kaolinite predominate quantitatively in these phases.

Biotites may be divided into: slightly weathered, moderately weathered, and decolorized and heavily weathered. The predominance of Fe^{3+} on Fe^{2+} is marked in moderately and heavily weathered biotites only. In crystallochemical formulae of biotites the content of iron is overestimated as the formulae do not cover so-called inter-domaine iron, i.e. iron mechanically entrapped between plates of weathered biotite and post-biotite kaolinite, as well as iron presumably occurring in the structure of kaolinite originating at the expense of biotite.

Titanium, similarly as iron, is freed from the biotite structure in the course of weathering process. It does not leave the weathering environment but rather remains in the form of leucoxene in the space between biotite and post-biotite kaolinite plates.

Magnesium and potassium are freed from biotite structure and do not leave the environment until the third stage of kaolinitization.

Biotite is subjected to both slow and rapid transformations. Slow transformation begins at preliminary stage of alterations and it ends during the third kaolinitization stage. It leads to weathering of biotite and, subsequently, to its transformation into decolorized biotite, that is, muscovite or illite. Illite is subsequently altered into montmorillonite, and montmorillonite — into kaolinite. During the preliminary stage only a small part of biotite was altered into montmorillonite which, in turn, changed into kaolinite in upper parts of the weathering profile.

Rapid transformation of biotite take place at the preliminary stage of alterations and in the first and at the turn of the second and third stages of kaolinization. A low concentration of ions K^+ and Mg^{2+} in solutions from these parts of the weathering profile facilitates direct alteration of biotite into kaolinite.

Montmorillonite phase was found in unkaolinitized biotite (sample 6—E/8). It may be assumed, therefore, that montmorillonitization preceded kaolinization of biotite in granites and gneisses.

The content of trace elements in mica samples was determined. The analysis of results has shown that Cr and Sn do not migrate from biotite structure in the course of weathering, whilst Ni, Co, V, Rb, Sr and Ba are leached but not before the third kaolinization stage. Migration of Li from biotite structure takes place at second or third kaolinization stage.