

Kazimierz KOZŁOWSKI, Kazimierz SZPILA

## Skąły podłoża kaolinu w kopalni Turów II (Sudety Zachodnie)

### WSTĘP

W kopalni węgla brunatnego Turów II w Turossowie stwierdzono pod osadami trzeciorzędowymi obecność kaolinu pierwotnego, stanowiącego zwierzelinę skał podłoża krystalicznego.

Osady trzeciorzędowe, złożone głównie z ilów kaolinitowych z pokładami węgla brunatnego, wchodzą w skład niecki żytawskiej mającej charakter tektoniczny. Dno i ramy niecki zbudowane są prawie wyłącznie z granitów rumburskich (J. Bieniewski, 1966).

Stwierdzenie wysokiej zawartości białego kaolinitu w odsłoniętej części skaolinizowanego podłoża (K. Szpila, 1968) było podstawą podjęcia prac nad jego przemysłowym wykorzystaniem. W celu udokumentowania złoża kaolinu wykonano szereg wierceń, które osiągnęły skały podłoża. Wiercenia te przerywane były jednak zbyt wcześnie, gdyż nie dochodziły do skał zupełnie nie zmienionych. Tym niemniej, uzyskany materiał pozwolił na określenie charakteru petrograficznego skał i ich zmienności na badanym terenie. Miejsca pobrania próbek zaznaczono na fig. 1.

Skład chemiczny i mineralny skał podłoża jest głównym czynnikiem określającym charakter przemian geochemicznych w procesie kaolinizacji i ma istotny wpływ na jakość produktu końcowego, zwłaszcza jeśli proces ten nie zachodził w optymalnych warunkach klimatycznych i geomorfologicznych (I. I. Ginzburg, 1958).

Kaolinizacja skał jest procesem przebiegającym etapowo w długim na ogół okresie czasu geologicznego. M. Kužvart i J. Neuzil (1972) oceniają, że w spokojnym tektonicznie środowisku i przy sprzyjających warunkach fizykochemicznych ulega kaolinizacji od 0,01 do 0,1 mm skał rocznie, z tendencją zmniejszania się tego procesu wraz z głębokością.

Etapowość kaolinizacji uwarunkowana jest zmianą warunków fizykochemicznych środowiska, a szczególnie zmianą wartości pH i Eh. W. P. Pietrov (1967) w profilu skaolinizowanego granitu wyróżnia trzy podstawowe strefy: 1 — zwierzeliny okrucowej, 2 — hydromiki i 3 — kaolinitu, w których następują charakterystyczne dla danej strefy przeobrażenia skaleni i łyszczyków.

Z głównych pierwiastków chemicznych najłatwiej uruchamiane, już w początkowym etapie kaolinizacji, są alkalia i ziemie alkaliczne, które powodują wzrost alkaliczności lęgających je roztworów. Tworzy się w ten sposób front alkaliczny, poprzedzający właściwą kaolinizację, który przesuwa się stopniowo do coraz niższych horyzontów wietrzącego kompleksu skalnego.

Jakość kaolinu zależy w dużym stopniu od zawartości żelaza w skałach wyjściowych i od jego zachowania się w procesie kaolinizacji. Jeśli skały pierwotne były ubogie w żelazo lub jeśli żelazo zostało odprowadzone ze skał przed rozpoczęciem kaolinizacji (np. przez leukokratyzację), można oczekiwać, że kaolin rozwinięty na takich skałach będzie charakteryzować się dobrymi parametrami technologicznymi. Ze skał o wyższej zawartości żelaza również może powstać kaolin o wysokiej jakości, ale tylko w sprzyjających warunkach, w których żelazo będzie wyprowadzane ze środowiska. Żelazo trójwartościowe może być usunięte w procesie kaolinizacji w warunkach silnie kwaśnych, przy pH około 3 lub też przy wyższym pH, ale w obecności substancji organicznej, która będzie redukować  $Fe^{3+}$  do  $Fe^{2+}$ .

Szczegółowe badania kaolinu występującego w szczytowej partii odsłonięcia w kopalni Turów II wykazały, że jest on wartościowym surowcem zawierającym około 36% kaolinitu oraz niewielką ilość żelaza i tytanu (K. Szpila, 1971). Jest to typowy kaolin pierwotny, a szaroniebieskie ziarna kwarcu wydają się wskazywać, że powstał on z granitu rumburskiego.

Badania skał skaolinizowanych pobranych z miejsc zaznaczonych na fig. 1 wykazały, że jakość kaolinu ulega niekorzystnym zmianom i to zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. W złożu tym pojawiają się ponadto wkładki ciemnych ilów montmorylonitowych lub kaolinitowych, z dużą ilością siarczków żelaza.

W kaolinach pierwotnych zawsze można się liczyć ze zmiennością składu w profilu pionowym, która jest prawidłowością wynikającą z etapowości kaolinizacji. Jeśli ponadto podłożo jest zmienne, to oprócz zmian w profilu pionowym mogą wystąpić istotne różnice w składzie mineralnym i chemicznym kaolinu w profilu poziomym i to często w sposób nieregularny. Ze względu na wymienioną wyżej współzależność jakości kaolinu od budowy podłoża, skały wyjściowe kaolinów powinny być szczegółowo badane już w etapie wstępnego dokumentowania złoża.

#### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ PODŁOŻA KAOLINU

Na podstawie badań petrograficznych w podłożu kaolinów złoża Turów, na obszarze zaznaczonym na fig. 1, wyróżniono następujące typy skał: granity rumburskie, gnejsy albitowe, gnejsy mikroklinowo-albitowe, leukogranity i grejzeny kwarcowo-muskowitowe.

Granity rumburskie występują w podłożu kaolinu przeważnie w postaci zwietrzeliny, wśród której tkwią tylko nieliczne, bardziej zwarte fragmenty skał. Zwietrzelina ta zbudowana jest z dużych ziarn kwarcu o barwie szaroniebieskiej oraz z minerałów ilastych powstałych z rozłożenia skaleni. Wśród drobnoziarnistej masy minerałów ilastych obecne są również dość liczne blaszki muskowitu oraz biotyty. Niektóre z płytek ciemnego łyszczyku są częściowo zastąpione chlorytem.

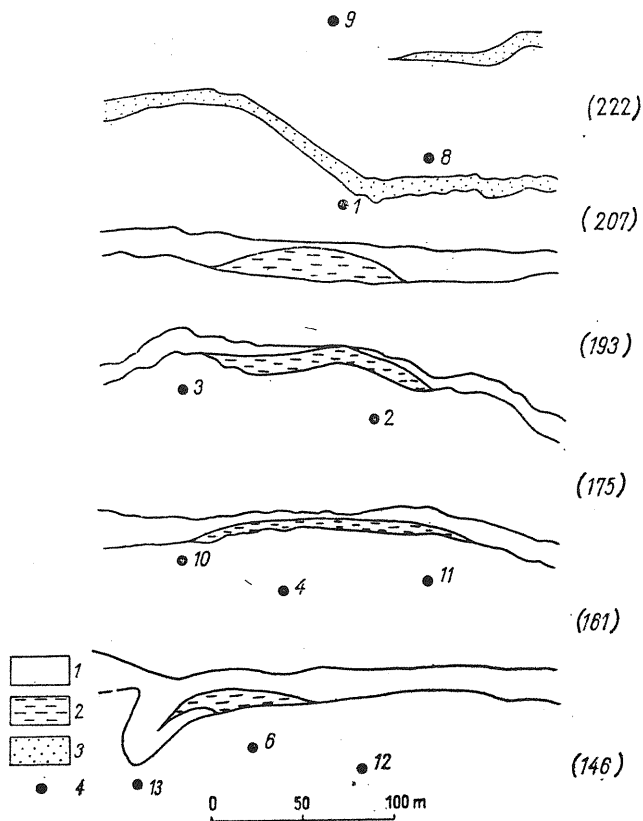


Fig. 1. Schematyczny szkic złoża kaolinu w kopalni Turów II

Diagrammatic sketch of kaolin deposits in mine Turów II

1 — węgiel brunatny; 2 — kaolin; 3 — gliny kaolinowe; 4 — miejsce pobrania próbek; cyfry w nawiasach wyrażają wysokość nad poziom morza w m  
 1 — brown coal; 2 — kaolin; 3 — kaolinite loams; 4 — sampling site; figures in parentheses mean the altitude above sea level in metres

Z frakcji o średnicy ziarn mniejszej od 0,1 mm (spągowej próbki pobranej z miejsca zaznaczonego nr 9 na fig. 1) wykonano dyfraktogram przedstawiony na fig. 2, na którym zaznaczono najsilniejsze linie dyfrakcyjne głównych składników. Z dyfraktogramu tego widać, że głównymi minerałami zwierzeliny są łyszczyki ( $d = 9,97, 4,98, 3,34 \text{ \AA}$ ), kaolinit ( $d = 7,15, 3,57 \text{ \AA}$ ), kwarc ( $d = 4,25, 3,34 \text{ \AA}$ ) oraz skaleni. Na podstawie rentgenogramu trudno rozstrzygnąć czy łyszczyki są reprezentowane przez łyszczyki pierwotne, czy przez łyszczyki częściowo uwodnione. Linie dyfrakcyjne skaleni są dość intensywne, przy czym obecny jest zarówno skałen potasowy ( $d = 3,19$  i  $6,40 \text{ \AA}$ ), jak i plagioklaz.

Podkreślić należy słabą intensywność wszystkich linii dyfrakcyjnych w badanej próbce w porównaniu z innymi kaolinami, których dyfrakto-

gramy były wykonane w analogicznych warunkach. Przyczyną niskiej intensywności refleksów może być stosunkowo znaczna zawartość substancji amorficznej w badanej próbce. Na podstawie stopnia przeobrażenia skaleni można przyjąć, że omawiana skała znajduje się w etapie wietrzenia okruchowego procesu kaolinizacji.

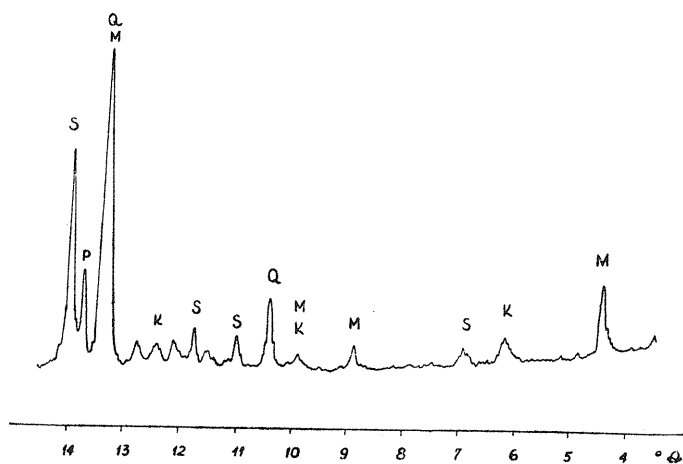


Fig. 2. Dyfraktogram frakcji  $< 0,1$  mm spągowej próbki z punktu nr 9

Diffractiongram of fraction  $< 0,1$  mm of bottom sample taken at point No 9

K — kaolinit; M — łuszczyk; P — plagioklaz; S — ska-  
leń potasowy; Q — kwarc

K — kaolinite; M — mica; P — plagioclase; S — potash  
feldspar; Q — quartz

Gnejsy albitowe. Wśród skaleni gnejsów albitowych obecny jest albo sam albit, albo oprócz albitu bardzo niewielka ilość skaleni potasowych. Skały te już megaskopowo ujawniają wyraźne kierunkowe tekstury. Omawiane gnejsy różnią się dosyć wyraźnie barwą; większość z nich jest ciemnoszara, stosunkowo bogata w biotyt, chloryt i tlenki żelaza, rzadziej stwierdzano gnejsy jasne, ubogie w biotyt i chloryt.

Tekstura kierunkowa ciemnych gnejsów albitowych jest podkreślana grubymi pakietami łuszczyków i chlorytów. Łuszczyki i chloryty są zwykle wykształcone w postaci drobnych blaszek, rzadko tylko zrekrystalizowanych w większe płytki. Wśród minerałów blaszkowych ilościowo dominuje muskowit. Chloryt przeważa nad biotytem i często zawiera drobne ziarn chlorytu powstała kosztem biotyту. W bezpośrednim sąsiedztwie chlorytu obserwuje się często duże skupienia tlenków żelaza. Tlenki te nie tylko otaczają blaszki chlorytu, lecz także tworzą z nim przerosty. Taka forma współwystępowania chlorytu z tlenkami żelaza zdaje się wskazywać na możliwość, iż w czasie chlorytyzacji biotyту nadmiar żelaza wydzielony został w postaci tlenków. Można więc sądzić, że biotyt występujący w omawianych skałach był stosunkowo bogaty w żelazo. La-

miny łuszczykowo-chlorytowe przewarstwiają się z warstewkami zbudowanymi głównie z ziarn skaleni i kwarcu. Ziarna kwarcu są dobrze zachowane i nie wydaje się, iż były one ługowane w procesie kaolinizacji. Przeważnie ujawniają one faliste wygaszanie światła. Albit jest stosunkowo dobrze zachowany, tzn. tylko w niewielkim stopniu zserycytyzowany.

Większość skaleni sodowych jest normalnie albitowo zbliźniaczona, tylko nieliczne ziarna są zbliźniaczone szachownicowo. W tych ostatnich stwierdzono niekiedy drobne relikty skaleni potasowych. Wydaje się nie ulegać wątpliwości, że albit szachownicowy powstał kosztem mikroklinu uprzednio obecnego w gnejsach. Obecnie występują tu tylko sporadycznie drobne, samodzielne ziarna mikroklinu, zawsze częściowo załbityzowane i w wysokim stopniu skaolinityzowane. Jest prawdopodobne, że pierwotnie w skałach tych występowały również bardziej zasadowe plagioklasy, dopiero w etapie późniejszym zastąpione albitem.

Jak już wspomniano na wstępie, oprócz ciemnych gnejsów albitowych występują tu i jasne gnejsy albitowe. Skały te są bardzo ubogie w biotyt i chloryt, a ich strukturę kierunkową podkreśla głównie muskowitz. Są one bogatsze w albit szachownicowy od uprzednio omówionych gnejsów. Niektóre jasne gnejsy albitowe zawierają węglany, zwykle rozmieszczone w skałach bezładnie, niekiedy jednak gromadzące się w warstewkach. Węglany tworzą dość duże ziarna o średnicach rzędu 0,2 mm.

Gnejsy mikroklinowo-albitowe są skałami megaskopowo bardzo podobnymi do ciemnych gnejsów albitowych. Ich kierunkową teksturę podkreślają głównie chloryt i biotyt. Oprócz biotyty skupionego w laminach stwierdzono również biotyt tworzący dość duże, prawidłowe płytki, całkiem dowolnie rozmieszczone w skale. Jest to bez wątpienia składnik postdeformacyjny, który wykrył się już po ukierunkowaniu skały. Zarówno biotyt skupiony w laminach, jak i biotyt postdeformacyjny bywają zastępowane chlorytem. Niektóre płytki biotyty ujawniają przerosty sagenitowe. Skalenie potasowe tworzą często dość duże ziarna, ujawniając niekiedy kratkę zbliźniaczeń albitowo-peryklinowych, charakterystyczną dla mikroklinu. Są one prawie zawsze poprzerastane serycytem, jak również w bardzo wysokim stopniu skaolinityzowane. Z plagioklazów obecny jest tylko albit o zawartości anortytu od 3 do 6%. Składnik ten jest zdecydowanie lepiej zachowany od mikroklinu, niektóre jego ziarna są co prawda dość silnie poprzerastane serycytem, spotyka się jednak i osobniki albitu tylko nieznacznie zserycytyzowane.

Leukogranity przedstawiają skały o strukturze nierównoziarnistej, gdyż obok dużych ziarn skaleni o średnicach często powyżej 1 mm stwierdzono partie złożone z drobnych ziarn kwarcu i plagioklazów o średnicach rzędu 0,1 mm. Prawie wszystkie ziarna są wykształcone nieprawidłowo, z wyjątkiem nielicznych plagioklazów o tabliczkowatych kształtach. Tekstury leukogranitów są bezładne, tylko całkiem lokalnie muskowitz grupuje się w cienkich, nieregularnych i krótkich smużkach.

Leukogranity zbudowane są prawie wyłącznie ze skaleni i kwarcu oraz wyraźnie ustępującego im ilościowo muskowitzu. Tylko całkiem sporadycznie obserwowano pojedyncze, drobne łuski biotyty. Brak w omawianych skałach tlenków żelaza i chlorytu. Jak wynika z powyższego, skały te są zbudowane wyłącznie z minerałów jasnych i charakteryzują się bezładną

teksturą. Stosowana dla takich skał nazwa leukogranit wydaje się jak najbardziej uzasadniona.

Kwarc tworzy ziarna o nieprawidłowych zarysach, wzajemnie ze sobą pozazębiane. Ziarna kwarcu są czyste, bez wrostków, przeważnie spokojnie, a tylko sporadycznie lekko faliście wygaszające światło. Składnik ten jest rozprzestrzeniony w skałach nierównomiernie, gromadzi się bowiem w soczewkowatych lub nieregularnych skupieniach złożonych z kilkunastu wzajemnie pozazębianych ziarn. Plagioklaz reprezentowany jest wyłącznie przez albit, przeważnie normalnie albitowo zbliźniaczony, lecz również dość często o strukturze szachownicowej. Tworzy on zwykle duże ziarna, niekiedy o zarysach prawidłowych tabliczek. Albity szachownicowe są często przyprószone brunatnym nalotem minerałów ilastych i wiążą w formie wrostków drobne relikty skaleni potasowych. Można z całą pewnością twierdzić, iż albit szachownicowy zastąpił skaień potasowy, obecny pierwotnie w omawianych skałach. Albit jest przeważnie słabo zserycytyzowany, a niekiedy nawet zupełnie niezmieniony. Dość często partie centralne ziarn plagioklazów poprzerastane są serycytem, podczas gdy ich strefy zewnętrzne są zupełnie czyste. Nie jest wykluczone, że i w tych skałach pierwotnie występowały bardziej zasadowe plagioklasy, które następnie zostały zastąpione albitem. Niektóre ziarna albitów są spękane i mają powyginane lamelki zbliźniaczeń albitowych. Z lyszczyków występuje tylko muskowił, skupiony często w nieregularnych smugach, złożonych z drobnych postrzępionych blaszek i łusek. Sporadycznie występują w tych skałach drobnokrystaliczne węglany, tworząc cienkie obwódki wokół ziarn skaleni i kwarcu.

Grejzeny kwarcowo-muskowitowe. Skały te są zbudowane wyłącznie z kwarcu i jasnej miki. Kwarc tworzy mozaikę złożoną z wzajemnie pozazębianych, przeważnie drobnych ziarn o średnicach 0,1—0,2 mm. Niekiedy wśród tej drobnej frakcji tkwią większe ziarna kwarcu o średnicach rzędu 0,6—0,7 mm. Ziarna kwarcu są czyste, bez wrostków, często wygaszają światło faliście, a nawet niektóre większe osobniki mozaikowo. Muskowit wykształcony w postaci dużych blaszek o wymiarach rzędu  $0,4 \times 1$  mm skupia się niekiedy w krótkich, pofałdowanych laminach. Częściej jednak obserwuje się duże jego płytki w całym dowolnych położeniach. Niektóre blaszki muskowitu wygaszają światło faliście. To faliste wygaszanie światła zarówno przez jasną mikę, jak i kwarc wskazuje, że grejzeny te zostały zdeformowane. Świadczy o tym również lokalne powyciąganie muskowitu w smugi.

Z wyżej przedstawionych danych wynika, że na stosunkowo niewielkiej przestrzeni, stanowiącej podłożę złoża kaolinu (fig. 1), obserwuje się dosyć dużą zmienność materiału skalnego. W części zachodniej (p. 3, 10) występują drobnolaminowe gnejsy mikroklinowo-albitowe i albitowe, bogate w biotył i chloryt. Wśród nich tworzą cienkie wtrącenia jasne gnejsy albitowe, niekiedy silnie skatakazowane. Skały te z ciemnych składników zawierają jedynie dość liczne tlenki żelaza. W p. 13 stwierdzono zwietrzelinę granitu rumburskiego.

W części środkowej (p. 9, 1) występuje zwietrzelina granitu rumburskiego, a w p. 4 leukogranity z wtrąceniami grejzenów, w p. 6 natomiast ciemne gnejsy mikroklinowo-albitowe bogate w chloryt; te ostatnie zawierają dowolnie zorientowane płytki biotyłu.

Część wschodnia jest dość jednorodnie wykształcona, gdyż we wszystkich miejscach pobrania próbek (p. 9, 2, 11, 12) występuje zwietrzelina granitu rumburskiego.

Jak wynika z przedstawionego wyżej materiału, dominującym typem skalnym w podłożu kaolinu jest granit rumburski. Niemniej dość poważny udział w budowie podłoża mają również gnejsy i to dość bogate w składniki ciemne. Leukogranity i jasne gnejsy albitowe występują tu stosunkowo rzadko i prawie wyłącznie w partii centralnej omawianego złoża, głównie w rejonie p. 4.

#### SKŁAD CHEMICZNY SKAŁ PODŁOŻA KAOLINU

Wyniki analiz chemicznych trzech skał z podłoża kaolinu zestawiono w tabeli 1 (poz. 1—3) wraz z analizami granitów rumburskich (poz. 4—7) zaczerpniętymi z pracy H. Eberta (1937). Grejzen kwarcowo-muskowitowy (poz. 1) i leukogranit (poz. 2) pobrane zostały z p. 4, a ciemny gnejs albitowo-mikroklinowy (poz. 3) z p. 10 (fig. 1).

Analizowane skały (1—3) są bardzo zróżnicowane pod względem składu chemicznego i wyraźnie różnią się od granitów rumburskich. Grejzen kwarcowo-muskowitowy i leukogranit albitowy w porównaniu z grani-

Tabela 1

Analizy chemiczne skał występujących w podłożu kaolinu złoża Turów i granitów rumburskich z innych rejonów (w % wag.)

Składniki	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	80,60	72,98	66,87	75,52	75,65	75,27	75,44
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,58	0,23	0,09	0,11	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	15,23	17,14	14,00	13,03	12,72	13,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,34	0,02	1,36	0,58	0,70	0,28	0,51
FeO	0,46	0,47	2,63	1,78	0,51	1,45	0,95
MnO	0,01	0,01	0,04	—	—	—	—
MgO	0,35	0,41	1,47	0,60	0,30	0,49	0,40
CaO	0,57	0,75	1,59	1,17	0,54	0,45	0,30
K <sub>2</sub> O	5,92	2,05	3,60	4,32	3,88	3,96	4,40
Na <sub>2</sub> O	0,13	6,35	2,50	3,54	4,09	4,37	3,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,53	0,38	0,32	—
H <sub>2</sub> O+	1,50	1,10	1,40	0,48	0,72	0,57	0,90
H <sub>2</sub> O—	0,19	0,48	0,38	0,19	0,05	0,12	0,70
Suma	99,92	99,89	99,56	99,94	99,94	100,11	100,24

1 — grejzen kwarcowo-muskowitowy z Turowszowa; 2 — leukogranit albitowy z Turowszowa; 3 — ciemny gnejs mikroklinowo-albitowy z Turowszowa; 4 — gruboporfirowy granit rumburski na N od Wigancic, an. E. Eberius (H. Ebert, 1937); 5 — równoziarnisty granit rumburski z Posady, an. E. Eberius (H. Ebert, 1937); 6 — porfirowy granit rumburski z Wyszkowa, an. E. Eberius (H. Ebert, 1937); 7 — porfirowy granit rumburski z SE krańca arkusza Hirschfelde, an. E. Eberius (H. Ebert, 1937). Analizy 1—3 zostały wykonane w laboratorium Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW

tami rumburskimi charakteryzują się niską zawartością składników ciemnych oraz różną zawartością alkaliów. Grejzen charakteryzuje bardzo wysoka zawartość potasu przy minimalnej ilości sodu, stąd stosunek  $K_2O : Na_2O = 45$  dla procentów wagowych. W leukogranitach natomiast istnieje wyraźna przewaga sodu nad potasem, wyrażająca się wartością stosunku  $K_2O : Na_2O = 0,32$ . W granitach rumburskich zawartość alkaliów jest wysoka, przy czym stosunek  $K_2O : Na_2O$  zbliżony jest do jedności (średnia dla czterech granitów = 1,1). Bardzo istotne różnice istnieją w zawartości sumy żelaza, tytanu, magnezu i manganu, która w grejzenach wynosi 1,25% wag., w leukogranitach — 0,95, w gnejsach — 6,08, a w granitach rumburskich średnio 1,78.

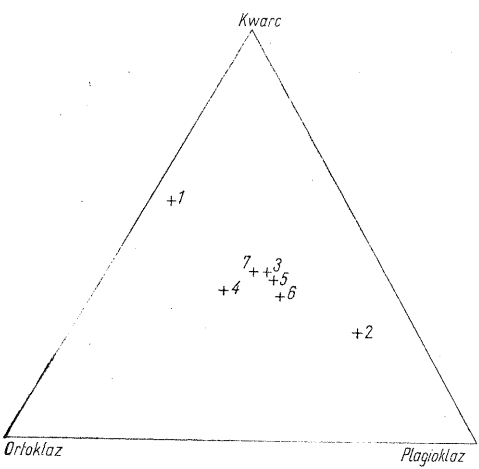


Fig. 3

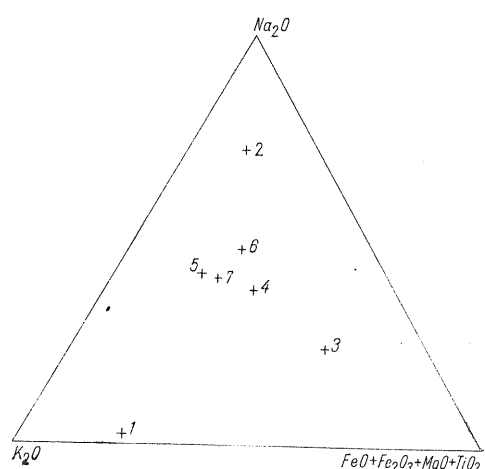


Fig. 4

Fig. 3. Skąły podłoża kaolinu i granity rumburskie w trójkącie: ortoklaz — kwarc — plagioklaz

Rocks in substratum of kaolin and Rumburk granites in a triangle: Orthoclase — Quartz — Plagioclase

1 — grejzen kwarcowo-muskowitowy; 2 — leukogranit; 3 — ciemny gnejs mikroklinowo-albitowy; 4—7 — granity rumburskie

1 — quartz-muscovite greisen; 2 — leucogranite; 3 — dark microcline-albite gneiss; 4—7 — Rumburk granites

Fig. 4. Skąły podłoża kaolinu i granity rumburskie w trójkącie  $K_2O - Na_2O - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 + MgO)$  w procentach cząsteczkowych

Rocks in substratum of kaolin and Rumburk granites in a triangle  $K_2O - Na_2O - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2 + MgO)$  in particle percentages

Objaśnienia jak na fig. 3

Explanations as in Fig. 3

Stosunki ilościowe minerałów normatywnych (CIPW): kwarcu, ortoklazu i plagioklazu przedstawiono na wykresie trójkątnym (fig. 3). Z wykresu tego wynika, że granity rumburskie i ciemny gnejs mikroklinowo-albitowy charakteryzują się zbliżonymi stosunkami ilościowymi tych trzech składników. Są to skąły stosunkowo bogate zarówno w normatywny ortoklaz, jak i plagioklaz. Oczywiście w granitach rumburskich potas związany jest głównie w mikroklinie, w gnejsie mikroklinowo-albitowym



zaś poważna jego ilość wchodzi w skład łyszczyków. Na omawianym wykresie punkt projekcyjny leukogranitu jest wyraźnie przesunięty w kierunku naroża plagioklazu, w stosunku do odpowiednich punktów granitów rumburskich i gnejsu mikroklinowo-albitowego. Znacząco to, że leukogranity są skałami bardzo bogatymi w normatywny plagioklaz, a ubogimi w normatywny ortoklaz. Są one również uboższe w normatywny kwarc zarówno od granitów rumburskich, jak i gnejsu mikroklinowo-albitowego, mimo że ten ostatni jest uboższy w  $\text{SiO}_2$  (tab. 1, poz. 2, 3). Jest to spowodowane tym, że w leukogranitach większa ilość  $\text{SiO}_2$  związana jest z alkaliami w normatywne skalenie. Punkt projekcyjny grejzenu znajduje się w pobliżu boku łączącego naroża kwarcu i ortoklazu. Jest to oczywiste, gdyż grejzeny przedstawiają skały zbudowane z kwarcu i muskowitu, którego potas i glinika dostarczyły normatywnego ortoklazu.

Wykres ten obrazuje bardzo dużą zmienność alkaliów w skałach podłoża kaolinu złoża Turów. Mimo wykonania małej ilości analiz chemicznych stwierdzono skały bogate w normatywny ortoklaz (grejzeny), skały o równej ilości normatywnego ortoklazu i plagioklazu, gnejsy mikroklinowo-albitowe i skały bardzo bogate w normatywny albit (leukogranity).

Jakość kaolinu jako surowca ceramicznego zależy w dużym stopniu od zawartości składników ciemnych. Różna ilość tych składników w materiale wyjściowym mogła być przyczyną ich zróżnicowanej zawartości w złożu kaolinu. Zmienność tę ilustruje wykres trójkątny (fig. 4), na którym przedstawiono stosunki ilościowe (procenty cząsteczkowe)  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MgO})$  w skałach podłoża kaolinu i dla porównania w granitach rumburskich z przyległych obszarów. Z wykresu tego wynika, że skałami najuboższymi w składniki ciemne są leukogranity (około 12%). Bogatsze od nich w Mg, Fe, Ti są granity rumburskie i grejzen (18—32%). Zdecydowanie przesunięty w kierunku naroża składników ciemnych jest natomiast punkt projekcyjny gnejsu mikroklinowo-albitowego. Skała ta zawiera bowiem aż 55% składników ciemnych w stosunku do sumy  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Wynika z powyższego, że kaolinizacja leukogranitów, nawet bez ługowania składników ciemnych, może doprowadzić do powstania dobrego surowca kaolinowego, z gnejsu natomiast musi być usunięta poważna ich ilość.

#### UWAGI KOŃCOWE

Głównym typem skalnym budującym podłoża kaolinu złoża Turów są granity rumburskie, wśród których tworzą wtarcenia gnejsy dosyć bogate w łyszczyki i chloryty. Lokalnie występują też leukogranity, skały całkowicie pozbawione składników ciemnych. Autorzy są skłonni uważać je za „wybielone” granity rumburskie. Proces powodujący leukokratyzację gnejsów izerskich miał bardzo szeroki zasięg w północnej okrywie granitu Karkonoszy. Roztwory ługujące składniki ciemne doprowadziły do powstania dużych mas leukogranitów na północnych stokach Pasma Kamienickiego (K. Smulikowski, 1958). K. Kozłowski (1974) stwierdził również objawy działalności roztworów leukokratyzujących w bardzo wąskich strefach, w których obecnie występują leukogranity lub gnejsy leukokratyczne. Roztwory te wykorzystywały strefy złuźnień tektonicznych znane obecnie występowaniem skał skatakłazowanych. Jest więc bardzo

prawdopodobne, że w skałach wyjściowych kaolinu złoża Turów roztwory ługujące składniki ciemne też wykorzystywały strefę zluźnień tektonicznych. Przyjmuje się, że leukokratyzacja w północnej osłonie granitu Karkonoszy nastąpiła u schyłku orogenezy kaledońskiej (K. Smulikowski 1958), jest więc możliwe, że omawiane obecnie skały zostały również w tym czasie wybielone. Duża część skał podłoża kaolinu została zalbityzowana, świadczy o tym obecność w nich pomikroklinowego albitu szachownicowego. Oprócz działalności roztworów leukokrytyzujących i powodujących albityzację skał przejawily tu działalność, co prawda w małej skali, roztwory hydrotermalne powodujące utworzenie grejzenów kwarcowo-muskowitowych.

Pierwotne różnicowanie petrograficzne materiału oraz zespół procesów późniejszych są przyczyną stosunkowo dużej zmienności mineralogiczno-chemicznej skał podłoża kaolinu. Skały te w późniejszych okresach geologicznych zostały skaolinizowane. Przyjmuje się, że kaolinizacja nastąpiła w okresie mioceni, a więc w okresie tworzenia się złóż węgla brunatnych i intensywnej działalności wulkanicznej, która zaznaczyła się na obszarze niecki żytawskiej licznymi wylewami bazaltów.

Kaolinit występuje tutaj nie tylko jako pokrywa zwietrzelinowa krystalicznego podłoża, ale jest również głównym składnikiem ilów występujących w warstwach międzywęglowych i spągowych zagłębia turowskiego. Na obszarze Pogórza Izerskiego kaolinit występuje też w starszych utworach, m. in. w niecce bolesławieckiej.

Fakty powyższe świadczą, że początki intensywnej kaolinizacji na tym obszarze są starsze, zapewne przedmioceni, podobnie jak to stwierdzili dla masywu strzegomskiego O. Gawroński i Z. Kozydra (1969).

Podkreślić należy, że krystaliczne podłożo nicki żytawskiej zbudowane ze skał granitowo-gnejsowych oraz stwierdzona tutaj późniejsza ich leukokratyzacja stwarzają korzystne warunki dla powstawania złóż kaolinów. Sprzyjające warunki klimatyczne, jakie panowały w tym rejonie od kredy do oligocenu oraz duże różnicowanie morfologiczne podłoża, czynią cały obszar niecki żytawskiej oraz na północ od niej położone baseny Radomierzyc i Trójcy-Siekierczyna (B. Berezowski, Z. Berezowska, 1968) terenem perspektywnym dla poszukiwań złóż kaolinów.

Jednakże jakość kaolinów może być bardzo zmienna w związku ze stwierdzoną przez autorów zmiennością skał podłoża.

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii  
Wydziału Geologii UW  
Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93  
Nadesłano dnia 19 maja 1973 r.

## PIŚMIENNICTWO

- BEREZOWSKA B., BERZOWSKI Z. (1968) — Geology of the Zittau — Siekierzyn Subsiding Zone. *Biul. Inst. Geol.*, **222**, p. 5—28. Warszawa.
- BIENIEWSKI J. (1966) — Powstanie i rozwój serii węgla brunatnego w polskiej części niecki żytawskiej (Zittau). *Geol. Sudet.*, **2**. Warszawa.

- GAWRONSKI O., KOZYDRA Z. (1969) — Kaolin Deposits in Poland, Rep. of the Twenty — Third Session Intern. Geol. Congr., Czechoslovakia, 1968.
- KOZŁOWSKI K. (1974) — Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica-Świeradów w Sudetach Zachodnich. Geol. sudet., 9, p. 7—98, nr 1. Warszawa.
- KUŽVIART M., NEUZIL J. (1972) — Genesis of kaolin an example of the deposits in Czechoslovakia. Kaolin Symposium, 1972 International Clay Conference, Madrid.
- SMULIKOWSKI K. (1958) — Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Biul. Inst. Geol., 127, p. 5—31. Warszawa.
- SZPIŁA K. (1968) — Kaolin pierwotny w kopalni węgla brunatnego Turów II w Turoszowie. Prz. geol., 16, p. 524—525, nr 11. Warszawa.
- SZPIŁA K. (1971) — Charakterystyka mineralogiczna kaolinu pierwotnego z Turoszowa. Biul. geol. UW, 13. Warszawa.
- ГИНЗБУРГ И. И. (1958) — Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Исслед. и использ. глин. Львовск. Унив.

Казимеж КОЗЛОВСКИ, Казимеж ШПИЛЯ

## ПОРОДЫ ОСНОВАНИЯ КАОЛИНА В ШАХТЕ ТУРУВ II (ЗАПАДНЫЕ СУДЕТЫ)

### Резюме

В шахте бурого угля Турув II под третичными отложениями отмечено наличие первичного каолина.

В основании этих каолинов авторами выделены следующие породы: румбурские граниты, альбитовые гнейсы, микроклиново-альбитовые гнейсы, лейкограниты и кварцево-мусковитовые грейзены. Преобладающим типом пород в основании каолина является румбурский гранит.

Результаты химического анализа альбитового гнейса, лейкогранита и грейзена представлены в таблице 1.

Эти породы весьма дифференцированы с точки зрения содержания темных компонентов и щелочей. Установлено, что некоторые породы основания подверглись процессам лейкократизации и альбитизации намного раньше, чем произошла их каолинитизация. Первичная петрографическая дифференциация материала, а также позднейшие процессы являются причиной сравнительно большой минералого-химической изменчивости пород основания каолина.

Большая петрографическая изменчивость пород, а особенно наличие пород богатых темными компонентами, может являться причиной изменчивого качества каолинового сырья.

Kazimierz KOZŁOWSKI, Kazimierz SZPILA

## ROCKS IN SUBSTRATUM OF KAOLIN AT MINE TURÓW II (WESTERN SUDETES)

### Summary

Primary kaoline has been found to occur under the Tertiary deposits in the opencast of brown coal Turów II.

In the substratum of the kaolin series the authors have distinguished the following rocks: Rumburk granites, albite gneisses, microcline-albite gneisses, leucogranites and quartz-muscovite greisens. The Rumburk granite is the predominating rock type in the substratum of kaolin.

The results of the chemical analyses of albite gneisses, leucogranite and greisen have been presented in Table 1.

As concerns the content of dark constituents and alkalis these rocks are very differentiated. It was ascertained that some rocks of the substratum had been subject to leucocratic and albitization processes in a period considerably preceding their kaolinitization. Both the primary petrographical differentiation of the material and the complex of later processes are responsible for a relatively marked mineral-chemical variation in the substratum rocks of the kaolin.

A considerable petrographical differentiation of rocks, particularly the presence of rocks rich in dark components can be a cause of changing quality of the kaolin raw material.