

JERZY KOTOWSKI \*

PALIMPSESTOWA LINEACJA SKUPIEŃ KAOLINITOWYCH  
NA STYKU ŻYŁY KWARCOWEJ Z GNEJSAMI W OKOLICY  
NOWEJ KAMIENICY NA POGÓRZU IZERSKIM

(Tabl. XVIII—XIX, 9 fig.)

*Palimpsest lineation of kaolinite aggregates on the contact  
of a quartz vein with gneisses near Nowa Kamienica  
(Pogórze Izerskie, Lower Silesia)*

(Pl. XVIII—XIX, 9 Figs.)

Treść: W pracy przedstawione zostały wyniki badań z kontaktu żyły kwarcowej z gnejsami krystaliniku izerskiego. Gnejs na kontakcie uległ kaolinizacji hydrotermalnej. Omówiono proces kaolinizacji skaleni, podano analizę mezoskopową i budowę wewnętrzną pseudomorficzej lineacji kaolinitowej po skaleniach. Utworzenie lineacji skupień kaolinitu wiąże z ruchami waryscyjskimi.

W czasie ostatnich badań krystaliniku izerskiego stwierdzono istnienie lineacji o ziarnach wykształconych w formie wydłużonych linearnie nagromadzeń kaolinitu. Zaznacza się ona w enklawach należących do gnejsów o budowie płaskorównoległej i soczewkowej w żyłach kwarcowej oraz na jej kontakcie z gnejsami w nieczynnym wyrobisku w Nowej Kamienicy. Dotychczasowe publikacje dotyczące drobnych struktur tego rejonu nie poruszają zagadnienia lineacji skupień kaolinitu.

Zebrane w terenie próby z kontaktu żyły kwarcowej i gnejsu z nieczynnego wyrobiska zostały zbadane, a część wyników tych badań zawarto w tej pracy.

Analizy mikroskopowe, areometryczne, termiczne analizy różnicowe i inne wykonano w Laboratorium Doświadczalnym Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej.

Lineacja skupień kaolinitu jest dobrze widoczna jako duże nieraz wrzecionowate, linijne elementy bądź smugi na powierzchni foliacji.

Poczuwam się do miłego, serdecznego podziękowania Panu Profesorowi dr Józefowi O b e r c o w i za przedyskutowanie opracowania i cenne uwagi.

Ogólna charakterystyka geologiczna wystąpienia  
żyły kwarcowej w okolicy Nowej Kamienicy

Fragment żyły kwarcowej, w którym przeprowadzono obserwacje geologiczne, występuje w okolicy Nowej Kamienicy na Pogórzu Izerskim. Żyła kwarcowa ciągnie się z przerwami na przestrzeni paru kilometrów.

\* Wrocław, ul. Długa 18 m. 7.

G. Berg (1935) znaczy żyłę między Grudzą na północnym zachodzie a Starą Kamienicą na południowym wschodzie. Żyła kwarcowa występuje w obrębie gnejsów izerskich (fig. 1). Badana lineacja skupień kaolinitu pojawia się na kontakcie żyły kwarcowej, złożona z kilku generacji kwarcu z gnejsami. Kontakt ten jest częściowo odsłonięty w nieczynnym wyrobisku położonym przy drodze prowadzącej ze Starej Kamienicy do Nowej Kamienicy na szczycie wzgórza Biały Kamień. Nieczynne wyrobisko jest cytowane w pracy S. Lewowickiego (1967). W południowo-zachodniej części wyrobiska odsłania się skaolinizowany gnejs. Ma on budowę płaskorównoległą i soczewkową, lokalnie warstewkową, rzadziej kataklastyczną, a nawet mylonityczną.

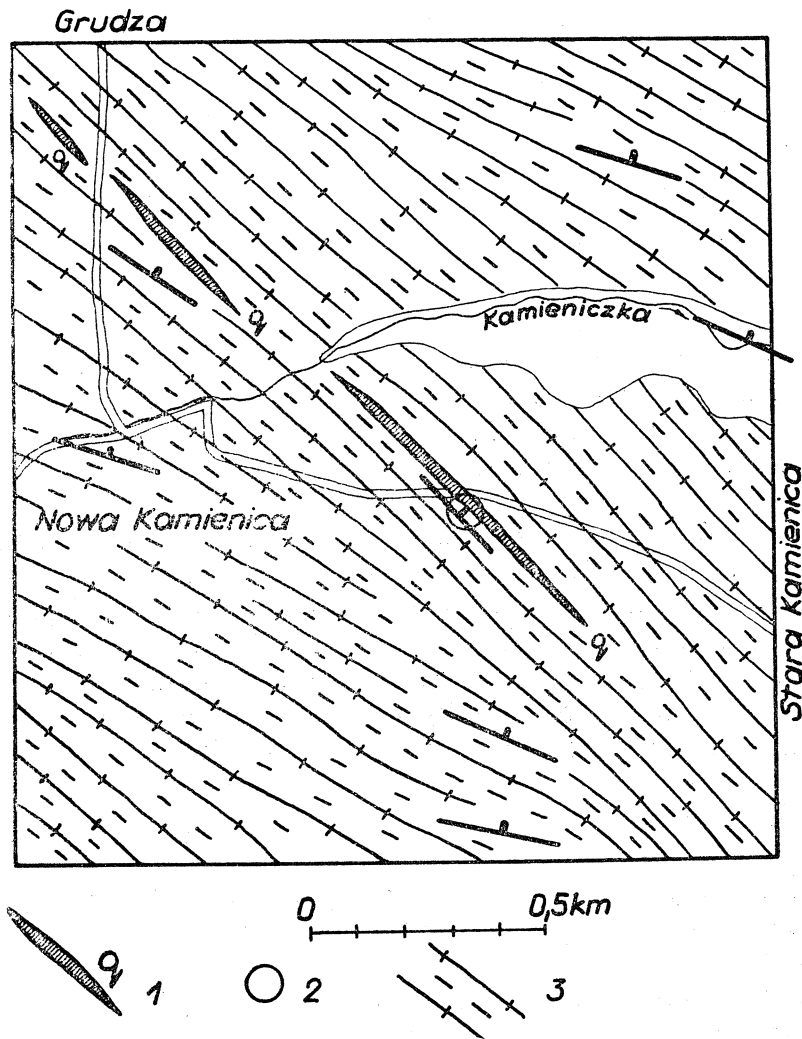


Fig. 1. Żyły kwarcowe w okolicy Nowej Kamienicy wg G. Berga (1936), uzupełnione przez autora. 1 — żyły kwarcowe; 2 — lokalizacja przeprowadzonych badań; 3 — przebieg powierzchni foliacji

Fig. 1. Quartz veins in the vicinity of Nowa Kamienica (after G. Berg, 1936) supplemented the author. 1 — quartz veins; 2 — area studied; 3 — foliations surfaces

Kaolinizacja objęła strefę gnejsu zmiennej szerokości wzdłuż badanego południowo-zachodniego kontaktu. W jej obrębie na różnych odcinkach kaolinizacja jest niejednakowo zaawansowana. Najbardziej skaolinizowane są fragmenty kontaktu w dolnej części południowo-zachodniej ściany wyrobiska. Inne blisko poprzednich położone fragmenty wykazują mniej zaawansowaną kaolinizację. Widoczny jest bowiem zarówno skażeń i kaoli-

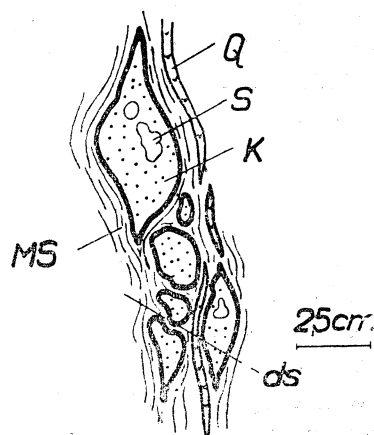
nit. W dostępnej do obserwacji części wyrobiska widać różne etapy kaolinizacji skaleni w obrębie gnejsów izerskich.

W strefach bardziej zaawansowanej kaolinizacji mezoskopowe soczewki lub wrzecionowate formy skaleni uległy przeobrażeniu w kaolinit. Inne soczewki niekompletnie przeobrażone zawierają relikty skaleni barwy białej lub różowej w obrębie kaolinitu (fig. 2, tabl. XVIII, fig. 1 i 2).

Lokalnie na kontakcie gnejsu z żyłą kwarcową występują leukognejsy, które reprezentują ogniwo pośrednie w rozwoju leukognejs warstewkowy (gnejs leptytowy) — leukogranit J. K o t o w s k i (1968). W większości jednak gnejsów izerskich na kontakcie doszło do ługowania chromoforów. Ciemne składniki zostały całkowicie lub częściowo odprowadzone.

Fig. 2. Kaolinit z relikdami skaleni. Przekrój zbliżony do bc; Q — kwarc, S — skaień; K — kaolinit; MS — muskowitz, serycyt; ds — drobne spękania

Fig. 2. Kaolinite with relics of feldspars. Cross-section sub-parallel to the bc plane. Q — quartz, S — feldspars; MS — muscovite and sericite; ds — small fractures



Budowa strukturalno-teksturalna gnejsów skaolinizowanych nie różni się zasadniczo od gnejsów szeroko rozprzestrzenionych w krystalniku izerskim. Widoczna jest różnica w składzie mineralnym; skaień i biotyt zastąpiony został kaolinitem.

W żyłach kwarcowych występują liczne enklawy gnejsów i innych skał różnych rozmiarów. W obrębie enklaw widoczna jest również kaolinizacja, lecz nie tak silna jak na opisanym kontakcie. Kaolinizacja w enklawach, ich stanowisko tektoniczne i analiza mineralogiczna nie są opisywane i interpretowane w tej pracy.

### Analiza geologiczna strefy skaolinizowanej

Cytowana wielokrotnie w tej pracy „żyła” nie jest żyłą w pełnym tego słowa znaczeniu. Żyła jest zlokalizowana w strefie tektonicznej, w której poprzednio występujące tu gnejsy, uprzednio skaolinizowane, zostały mniej lub bardziej zsylikowane metasomatycznie. W tej strefie obok głównego składnika, jakim jest kwarc występujący w co najmniej trzech generacjach, obecne są enklawy niezupełnie metasomatycznie wypartego gnejsu, rzadziej łupków łyszczkowych i innych skał. Najstarsza generacja kwarcu lokalnie reprezentuje kataklazyt, a nawet mylonit. Oprócz wymienionych skał występują liczne kawerny wypełnione ilem o zmiennej barwie; białej, różowej i zielonej. Występowanie próżni wypełnionych ilem obserwował w żyłach kwarcu w Barcinku na Pogórzu Izerskim J. K o r n a ś (1958). Ił wypełnia całkowicie lub częściowo kawerny, które posiadają rozmiary mezoskopowe i mikroskopowe. Minerale ilaste występujące w kawernach są zróżnicowane pod względem chemicznym.

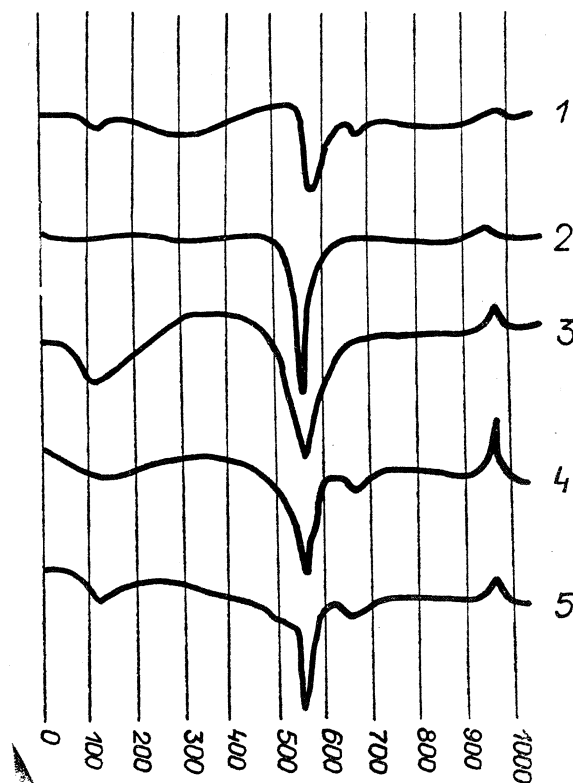
Analiza mikroskopowa skał enklaw o budowie płasko-równoległej i rzadziej liniowej wykazuje miejscami daleko posunięte zjawiska korozji kwarcem. Istnieje tu genetyczny związek sylifikacji i kaolinizacji. Wydaje się, że kaolinizacja wyprzedzała sylifikację skał zajmujących poprzednio przestrzeń obecnych żył kwarcowych i stanowi ona w pewnym sensie wstępny etap do procesu sylifikacji, który jest szczególnie dobrze rozwinięty nie tylko we fragmencie omawianej żyły (o czym również wspomina S. Lewowicki 1967), ale i w innych wystąpieniach kwarcu krystaliniku izerskiego (J. Szalamacha, M. Szalamacha, 1966). Powstałe przy metasomatycznej sylifikacji tekstury w strefie tektonicznej zawierają liczne wolne przestrzenie, w których najczęściej obecny jest kaolinit. Ilość i wielkość porów jest różna. W związku z tym skały te są porowate, lecz mało przepuszczalne, pory są z reguły zamknięte. Kwarc żył odznacza się wysoką porowatością, najwyższą spośród skał w krystaliniku izerskim. Wyniki laboratoryjnych badań porowatości nie zostały zamieszczone w tej pracy.

### Kaolinit — dickit<sup>1</sup>

Z badań mikroskopowych płytek cienkich zorientowanych wynika, że drobnołuseczkowe agregaty serycytu współwystępują z kaolinitem. Minerale te są zazwyczaj blisko siebie położone lub poprzerastane jeden drugim. Oprócz kaolinitu istnieje prawdopodobnie dickit, który nie jest zauważalny w badaniach mikroskopowych. O jego obecności w strefie kontaktowej wnosi się na podstawie przebiegu w termogramach, które jest wynikiem efektu endotermicznego w przedziale temperatur 600—700°C.

Fig. 3. Termogramy minerałów ilastych poskaleniowych

Fig. 3. Termogramy minerałów ilastych formed by decomposition of feldspars



<sup>1</sup> Pisownię przyjęto za A. Bolewskim (1965).

Porównując termogramy otrzymane z badań z termogramami A. Langier-Kuźniarowej (1967) należy stwierdzić, że badana strefa skaolinizowanego gnejsu oprócz kaolinitu zawiera domieszki dickitu (fig. 3).

Efekt endotermiczny 540—580°C w połączeniu z efektem egzotermicznym w przedziale temperatur 950—990°C przemawia za obecnością kaolinitu, który został stwierdzony niezależnie również pod mikroskopem.

Z przebiegu termogramów wynikałoby, że część kaolinitu jest słabo wykryta (fig. 3) wykresy 1, 3, 4 i 5 oraz część dobrze wykryta (fig. 3) wykres 2; ponieważ brak jest efektu endotermicznego w przedziale 100—150°C.

Wiadomo z literatury, że dickit powstaje podczas procesów hydrotermalnych (A. G. Bietiechtin, 1955; W. W. Moorhouse, 1959; A. Bolewski, 1965; G. Millot, 1968). E. Görlich (1958, s. 414) podaje że dickit jest minerałem „pochodzenia zapewne wyłącznie hydrotermalnego”. Dickit w badanej strefie kontaktowej współwystępuje z kaolinitem.

Kaolinit tworzy się w środowisku kwaśnym, w temperaturach niższych niż 400°C (J. F. Turner, J. Verhoogen, 1961), jest trwałym minerałem do temperatury 300°C (A. G. Bietiechtin, 1955). Przyjmuje się, że kaolinit powstaje przy pH około 5. Poniżej 250°C serycytyzacja ustępuje miejsca kaolinizacji (A. Bolewski, M. Turnau-Morawska, 1963). Analiza jakościowa śladowych pierwiastków w żyłach okolic Nowej Kamienicy wskazuje na temperaturę poniżej 400°C (S. Lewowicki, 1967).

Omawiany kaolinit jak również dickit powstały w warunkach hydrotermalnych w zakresie temperatur niższych od 300°C (kaolinizacja endogeniczna). Obok wymienionych minerałów występują hydrotermalne generacje kwarcu w żyłach.

### Granulacja kaolinitu

Z analizy mikroskopowej płytek cienkich wynika, że granulacja kaolinitu jest różna. Największe płytki tego składnika występują z reguły w środkowych częściach dużych skupień kaolinitu.

Kształt wymienionych skupień jest bardzo skomplikowany, najczęściej amebowaty. We wspomnianych skupieniach widoczna jest niejednorodność struktury, która polega na tym, że rzadkie płytki kaolinitu większych rozmiarów występują w obrębie dużej ilości, zajmując dużą przestrzeń złożoną z płytek mniejszych. Przypuszczalnie drobne płytki w obrębie dużych płytek kaolinitu reprezentują wczesny etap tworzenia się tego minerału. Drobne płytki kaolinitu stanowią jak gdyby tło dla płytek znacznie większych. Przypuszczalnie mamy do czynienia ze zjawiskiem rekryystalizacji skupień drobnych płytek kaolinitu. Fragmenty zrekrystalizowanych płytek kaolinitu odznaczają się nie tylko większymi rozmiarami, lecz w niektórych widoczna jest dążność do rozwoju form idiomorficznych, zwłaszcza w płytkach dużych o zarysach sześciobocznych.

W celu określenia granulacji kaolinitu z prób pobranych z kontaktu wykonana została analiza areometryczna<sup>1</sup>. Otrzymany wykres kaolinitu reprezentuje fig. 4. Wynika z niego, że płytki kaolinitu są różnej wiel-

<sup>1</sup> Analizę areometryczną wykonała A. Kacperczyk, za co autor składa serdeczne podziękowanie.

kości. Największe posiadają wymiary do 0,15 mm. Zbliżoną wartość osiągnięto również przy badaniach mikroskopowych. Najmniejsze wymiary cząstek kaolinitu, które otrzymano z analizy areometrycznej są 0,0043 mm (fig. 4).

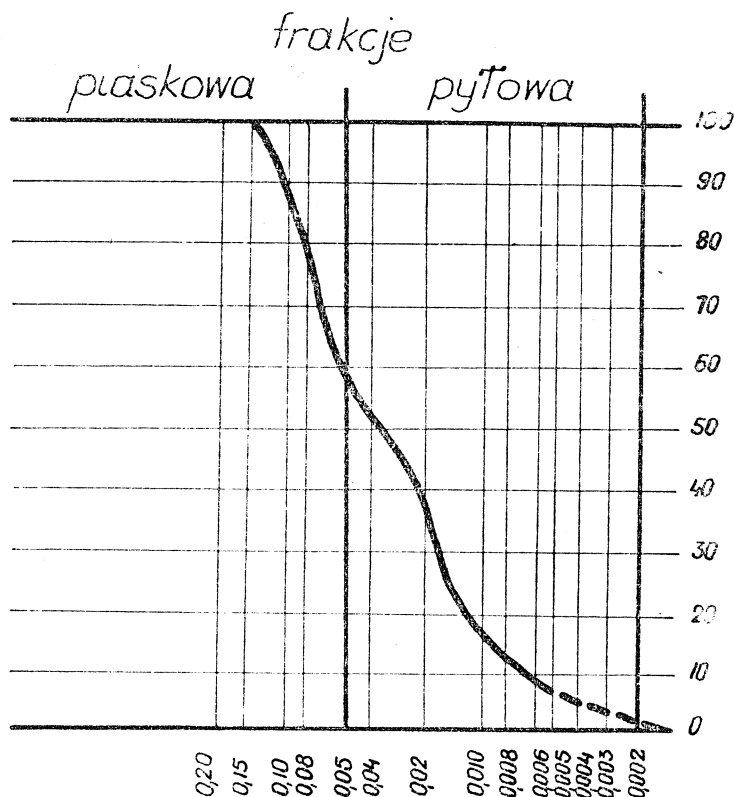


Fig. 4. Uziarnienie kaolinitu  
Fig. 4. Grain-size distribution of kaolinite

### Mezoskopowa analiza lineacji kaolinitu

Lineacja kaolinitu pod względem morfologii bardzo przypomina wrzecionowatą lineację skaleni. Niekiedy jest wykształcona analogicznie jak lineacja skaleni. Można to wykazać zwłaszcza w okolicy Nowej Kamienicy. Podczas kaolinizacji skaleni wyznaczających lineacje uległy one prawie całkowitemu zanikowi, a ich miejsce zastąpione zostało kaolinitem. Utworzone zostały w ten sposób pseudomorfozy kaolinitowe po skaleniach, dając lineacje kaolinitu (fig. 5). Po gruntownej lub daleko zaawansowanej kaolinizacji w gnejsach nie można więc już mówić o lineacji skaleni. Z punktu widzenia substancji mineralnej jest to więc lineacja skupień kaolinitu z tym jednak, że kaolinit tworzy pseudomorfozy po skaleniach.

Orientacja przestrzenna „nowej” lineacji jest analogiczna do lineacji skalenia.

W sąsiedztwie tej lineacji, zorientowanych skupień kaolinitu występują wydłużone agregaty kwarcu do kilkunastu centymetrów długości. Ta lineacja wykazuje analogiczną orientację przestrzenną jak lineacja kaolinitu. W asocjacji z wyżej wymienionymi i wykształconymi lineacjami występuje lineacja wyznaczona przez analogicznie linijnie ułożone łuski serycytu.

W przekroju *ac* lineacja kaolinitowa posiada zarysy soczewkowate, przy czym spłaszczenie jest różne. Wymiary tych soczewek wahają się w gra-

nicach 0,5—2 centymetrów. Długość agregatów kaolinitu w przekroju *bc* dochodzi do 10 centymetrów, a rzadziej więcej. W miejscach wyklinowujących się wrzecionowatych lub spłaszczonych soczewek kaolinitu nagromadzone są łuseczki hydrobiotytu, które zanikają stopniowo w miejscu

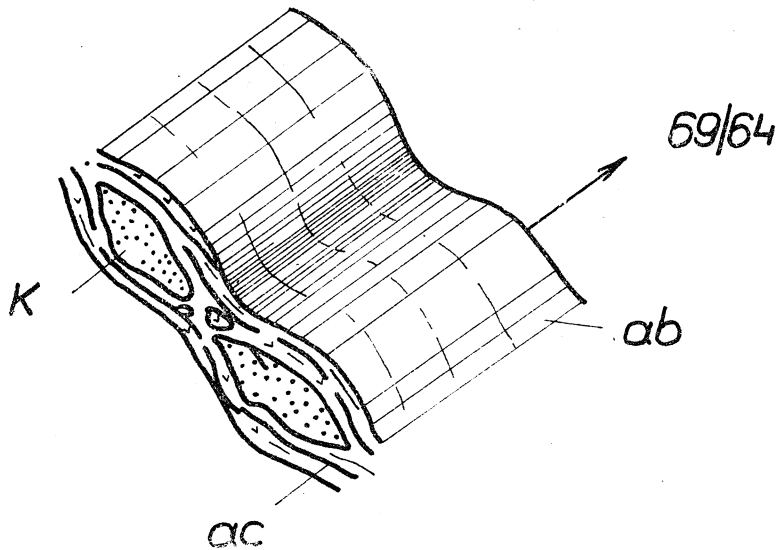


Fig. 5. Pseudomorficzna lineacja skupień kaolinitowych po skaleniach. Nieczynne wyrobisko w Nowej Kamienicy. K — kaolinit

Fig. 5. Pseudomorphic lineation of kaolinite aggregates produced by decomposition of feldspars. Abandoned quarry at Nowa Kamienica. K — kaolinite

największej grubości soczewki. Lineacja hydrobiotytu występuje w paragenzie z kaolinitem, tworzy wydłużone skupienia w obniżeniach na pofalowanej powierzchni foliacji. Lokalnie pojawiają się na powierzchniach *ab* skupienia drobnych łusczek serycytu o orientacji przestrzennej niemal prostopadłej do orientacji wyżej wymienionej. Skupienia te są szerokie i krótkie.

#### Budowa wewnętrzna lineacji kaolinitu

Kaolinizacja skaleni, jak wykazały obserwacje terenowe i mikroskopowe cienkich płytek zorientowanych skał, wykonanych z kontaktu gnejsu z żyłą kwarcową, jest zaawansowana w różnym stopniu. Proces kaolinizacji w obrębie kontaktu najszybciej postępuje wzdłuż powierzchni wyznaczonych przez współrzędne strukturalne *ab*. Na podstawie prób pobranych z części przykontaktowej żyły kwarcu i z kontaktu z gnejsami soczewkowymi należy stwierdzić, że w pierwszej kolejności kaolinizacji ulega mikroklin z pertytami infiltracyjnymi oraz rzadziej obserwowane pertyty plamkowe (patch perthites, W. W. Moorhouse, 1959) lub splotowe (braid perthites, pletienchatyj perlit).

W nielicznych preparatach zorientowanych równoległe do *ac* zaznacza się w obrębie dużych porfiroblastów mikroklinu, w których rozwinięte są duże pertyty o cechach infiltracyjnych, że wcześniej ulega kaolinizacji sam albit, a później dopiero procesowi temu ulega mikroklin. Spotkano również i takie przypadki, że kaolinit rozwija się na granicy albitu i mikroklinu, co by sugerowało, że sam proces kaolinizacji najwcześniej rozpoczyna się na granicy mikroklinu i występującego w nim albitu. W tym

przypadku widoczne są jedynie nieregularne formy (zarysy) odziedziczone po pertytach, a wypełnione powstałym z nich kaolinitem (fig. 6).

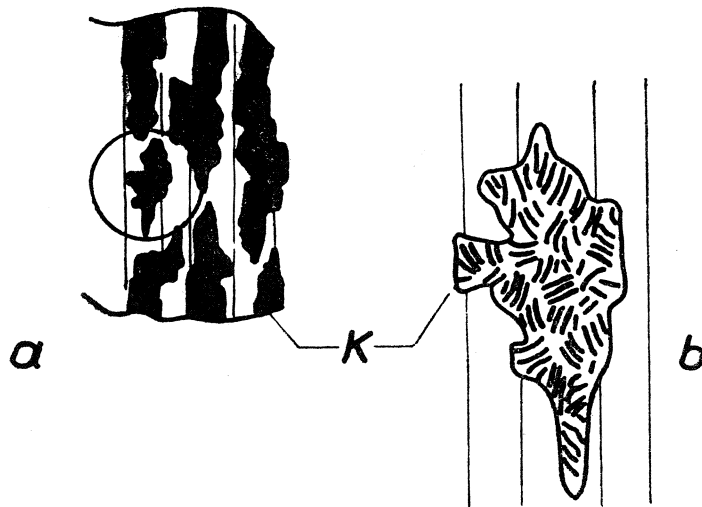


Fig. 6a. Schematyczny rysunek kaolinizacji skalenia wzdłuż łupliwości; przekrój *ac*, powiększenie około 500X

Fig. 6a. Schematic drawing of kaolinization of feldspar along the cleavage planes. Cross-section in the *ac* plane, magnification c. 500X

Fig. 6b. Szczegół z fig. 6a

Fig. 6b. Detail of Fig. 6a

Bardzo rzadko w skaleniach skaolinizowanych widoczne są relikty o nieforemnych zarysach należące do albitu, które reprezentują fragmenty wypieranego z tego miejsca pertytu. Dlatego też w preparatach są często spotykane formy nieregularnego kształtu odziedziczonego po rozwiniętym pertycie, wypełnione skupieniami kaolinitu. Proces tworzenia się kaolinitu zapoczątkowany na granicy albitu i mikroklinu postępuje coraz bardziej w głąb pertytu. Jego kosztem powstają płytki kaolinitu małych rozmiarów, które stopniowo rozrastają się do znacznych wielkości. Schematycznie proces wypierania pertytu przez kaolinit przedstawia fig. 7.



Fig. 7. Stadia powstawania kaolinitu ze skaleni, przekrój *ac*. 1 — pertyt mikroklinowy; 2 — tworzenie się lokalnie kaolinitu na granicy albitu z mikroklinem; 3 — dalej zaawansowany proces wypierania ze stadium poprzedniego (2); 4 — kaolinit w miejscu pertytowych przerostów lokalnie z relikdami albitu; A — albit; K — kaolinit

Fig. 7. Phases of formation of kaolinite from feldspars, cross-section in the *ac* plane. 1 — microcline perthite; 2 — local formation of kaolinite at the boundary of albite and microcline; 3 — a more advanced stage of formation of kaolinite; 4 — kaolinite with local relicts of albite at places of perthitic intergrowths; A — albite; K — kaolinite



Charakterystyczną cechą uwidaczniającą się podczas zapoczątkowanego lub słabo zaawansowanych stadiów wypierania skaleni kaolinitem jest:

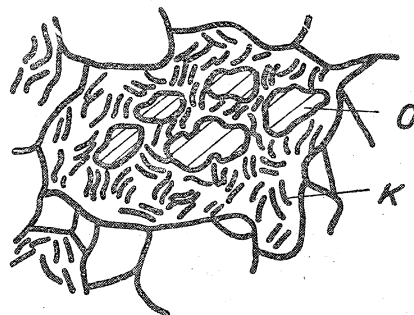
1. Kaolinizacja postępuje od brzegów ku środkowi ziarna skaleni. Powstają w ten sposób formy charakterystyczne, często pofalowane, klinowate, zwięzające się ku środkowi ziarna skaleni. Szybciej postępuje kaolinizacja zgodnie z kierunkami łupliwości skaleni (010) i (001). Szczególne nasilenie zaznacza się w tych miejscach ziarna, w których różne kierunki łupliwości są lepiej widoczne i gęściej ułożone. W obrębie wspomnianych skaleni powstają szczególnie charakterystyczne formy skupienia kaolinitu w miejscu krzyżowania się łupliwości (010) i (001). W tych miejscach tworzą się niekiedy „cętki” kaolinitu o zarysach prostokątnych w obrębie mikroklinu.

2. W innych miejscach daje się zaobserwować, że proces kaolinizacji jest dalej posunięty w spertytyzowanych skaleniach niż w ziarnach zawierających mniej pertytów lub ich nie posiadających. W skaleniach z pertytami wcześniej wypierane są przez kaolinit żyłki albitów, a następnie ulega kaolinizacji otaczający je mikroklin.

3. Zarysy skupień złożonych z płytek kaolinitu powstałego kosztem skaleni są różne i zmienne w przestrzeni. Wykazują one zmienną wielkość na różnych etapach kaolinizacji. We wczesnym etapie skupienia kaolinitu posiadają formy uwarunkowane orientacją i przebiegiem pertytów w mikroklinie, o czym już wspomniałem, w dalszym rozwoju przeobrażenia skaleni w kaolinit tworzą się relikty skaleni (tabl. XIX, fig. 1) o bardzo skomplikowanym kształcie (fig. 8). Kształt reliktowych skaleni jest bardzo skomplikowany „amebowaty”, uwarunkowany zaawansowaniem procesu kaolinizacji. Wielkość reliktyw skaleni w produktach jego rozkładu jest skali mikro- i mezoskopowej.

Fig. 8. Relikty oligoklaz w obrębie powstałego jego kosztem kaolinitu, powiększenie około 500X;  
O — oligoklaz; K — kaolinit

Fig. 8. Relics of oligoclase within kaolinite formed at its expense, magnification c. 500X.  
O — oligoclase; K — kaolinite



W daleko zaawansowanym procesie kaolinizacji skaleni jest niejednokrotnie trudno lub wręcz niemożliwe ustalić, czy proces rozpoczął się od:

- a) wypierania pertytów,
- b) postępował zgodnie z kierunkami łupliwości skaleni.

Zaobserwowane formy blaszek kaolinitu rozwinięte według sposobu a i b różnią się zazwyczaj między sobą.

Płytki kaolinitu po pertytach na peryferiach skupień są mniejsze, w środku skupień zaś są wyraźnie większe. Przypuszczalnie spotykamy się tu z częściową rekrytalizacją. Orientacja przestrzenna płytek kaolinitu w skupieniach jest zdecydowanie bezładna — blaszki są różnie zorientowane.

Kaolinit powstały zgodnie z kierunkami łupliwości skaleni wykształcony jest w płytkach zbliżonych rozmiarami do wielkości jak w przypadku poprzednim. Zasadnicza różnica w obrębie tych skupień polega na orientacji blaszek. Płytki ułożone są wtedy niemal prostopadle do siebie tworząc

formy o lokalnej budowie „szachownicowej” lub jodełkowej. Takich przekrojów jak wyżej wymienione jest bardzo mało. Przypuszczam, że te cechy mogłyby być podstawą do odróżnienia skupień kaolinitu rozwiniętych z pertytów od innych powstałych wzdłuż kierunków łupliwości. Kaolinizacja obserwowana w preparatach mikroskopowych postępuje zarówno za kierunkami łupliwości i równocześnie w miejscu przerostów pertytowych. W miejscu łączenia się obu frontów kaolinizacji w obrębie tego samego osobnika skaleni rozwijają się formy — skupienia kaolinitu o kształcie bardzo złożonym, posiadające zarysy amebowate.

Pospolite są relikty skaleni w kaolinicie, przypominające zarysami flebity i merysmity (fig. 8).

Wymienione relikty skaleni wykazują następujące cechy:

- a) należą do tego samego ziarna mikroklinu i innych skaleni,
- b) są blisko siebie położone,
- c) mają identycznie zorientowane płaszczyzny łupliwości,
- d) zgodność cech optycznych w poszczególnych fragmentach uważanych za relikty.

Badania cienkich płytek zorientowanych wskazują na to, że powstanie kaolinitu jest związane genetycznie również z innymi minerałami, a nie tylko ze skaleniami. W wielu przypadkach obok kaolinitu występuje w sąsiedztwie biotyt, niekiedy z siatką sagenitową, który wyraźnie ulega hydratyacji, w wyniku czego powstaje hydrobiotyt. Ilość biotyту wzrasta w miarę oddalania się od kontaktu, na samym zaś kontakcie jest go bardzo mało lub nie występuje. Rozwijający się muskowitz tworzy w obrębie biotyту nieregularne formy (tabl. XIX, fig. 2). Szczególnie dobrze rozwój ten postępuje za doskonałą łupliwością biotyту. Muskowitzowi przeważnie towarzyszą łuseczki serycytu, występujące na brzegach jego blaszek oraz w sąsiedztwie skaleni. Lokalnie w obrębie muskowitzu pojawiają się drobne łuseczki, które również przypominają serycyt. W kaolinicie pobiotyutowym występuje miejscami rutyl. Obecność jego podają również J. D. E c h u s (1966), J. K o s t e c k i (1961).

Obecność rutylu w tle kaolinitowym pozwala na dwojaką interpretację:

- a) Rutyl został odziedziczony po siateczce sagenitowej w biotycie,
- b) nie jest związany z biotytem, lecz pierwotnie tworzył izolowane kryształy.

Rutyl w skupieniach w kaolinicie jest ułożony prawie bezładnie, co może być wynikiem reorientacji podczas procesu tworzenia się kaolinitu lub nastąpiło podczas wykonywania preparatu. Wydaje się, że wspomniane wyżej ułożenie rutylu w obrębie autochtonicznego kaolinitu jest wynikiem reorientacji rutylu, powstającej podczas kaolinizacji. Dlatego zwrócono szczególną uwagę na preparatorykę mając na uwadze otrzymanie płytki cienkiej, o naturalnej strukturze kaolinitu. W związku z tym zastosowano dodatkowe „utwardzanie” próbek.

#### S t o s u n e k  l i n e a c j i  k a o l i n i t u  d o  d e f o r m a c j i s z t y w n y c h

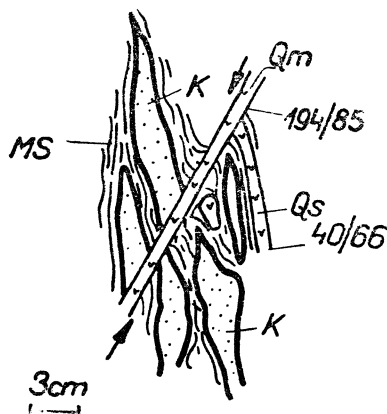
Obserwacje mikroskopowe cienkich płytek pobranych z różnej odległości od kontaktu pozwalają wnosić, że istnieje stopniowy zanik zjawisk kaolinizacji w miarę oddalania się od wspomnianego wyżej kontaktu. Niemal wszystkie kwarcy w szczególności najstarsze ich generacje reprezentują agregat złożony z nieregularnych fragmentów kwarcu, które wykazują

różną orientację osi optycznej do prostopadłego ustawienia względem siebie włącznie<sup>1</sup>.

Skaleni są popękane i wielokrotnie poprzesuwane wzdłuż drobnych uskoków. Skaolinizowane soczewki skaleni są uskokowo przemieszczone (fig. 9). Okazuje się, że w miejscach, w których skaleni są bardziej pokruszone i uskokowo poprzesuwane, proces kaolinizacji jest bardziej zaawansowany. W większej odległości od kontaktu w kierunku południowo-zachodnim stwierdzono w gnejsach partie skaolinizowanego skaleni występujące jako izolowane skupienia. W ich pobliżu nie ma procesu kaolinizacji lub jest on miejscami bardzo słabo zaznaczony. Oznacza to, że w miarę oddalania się od kontaktu w kierunku SW kaolinizacja w gnejsach stopniowo zanika.

Fig. 9. Skaolinizowane soczewki skaleni. Dolna część odkrywki w nieczynnym wyrobisku w Nowej Kamienicy. Przekrój zbliżony do *bc*. Qm — kwarc mleczny; Qs — kwarc szary z odcieniem niebieskim; K — kaolinit; MS — muskowit, serycyt

Fig. 9. Kaolinized lenses of feldspar. Lower part of exposure in the abandoned quarry at Nowa Kamienica. Cross-section nearly in the *bc* plane. Qm — milky quartz; Qs — bluish-grey quartz; K — kaolinite; MS — muscovite and sericite



Należy zatem wnosić, że zmniejszanie granulacji ziarna skaleni oraz defekty strukturalne powstałe podczas metamorfozy kinematycznej w obrębie skaleni ułatwiają kaolinizację. Skaleni w partiach gnejsu bardziej pokruszonych szybciej podlegały kaolinizacji. W tym przypadku kaolinizacja postępuje wyraźnie selektywnie; w pierwszej kolejności podlegają jej skaleni małych rozmiarów (najmniejsze ziarna), w następnej ziarna większe.

Linijne formy skaleni w przekroju *ac* tworzą w środkowej części bardzo pokruszony agregat tego minerału, podczas gdy na zewnątrz przechodzi on w kaolinit. Kaolinit tworzy rodzaj obwódki na ziarnach skaleni. Z takim przypadkiem spotkałem się w okolicach Gryfowa Śląskiego, gdzie niektóre skaleni posiadają również otoczki kaolinitowe.

Niektóre preparaty wykonane z prób z dalszej części od kontaktu, niż wspomniałem poprzednio, zawierają skaleni wybitnie wzbogacone w serycyt na konturach ziarn, a szczególnie w części wyklinowywania się soczewkowych skaleni. Wynikałoby z tego, że skaleni w gnejsach podlegały serycytyzacji wcześniej, nim nastąpiła kaolinizacja.

Ilość serycytu zmniejsza się w gnejsach w miarę oddalania się od kontaktu żyły z osłoną metamorficznych skał. Lokalnie w muskowicie pobiotytowym występuje serycyt i skupienia kaolinitu (tabl. XIX, fig. 2).

### Wyniki badań i wnioski

Lineacje wyznaczone przez anastomozujące wrzecionowate lub spłaszczone, wydłużone formy linijne skaleni w krystalniku izerskim są zorien-

<sup>1</sup> Petrotektoniczna analiza orientacji osi optycznej kwarcu w różnych generacjach żył kwarcowych jest przedmiotem oddzielnego opracowania.

towane równoległe do lineacji kwarcu, biotyту, chlorytu, muskowitu itp. Takie wykształcenie i różnorodność współwystępujących form lineacji należy odnieść do skał krystaliniku izerskiego, które nie zostały dotknięte procesem kaolinizacji.

W miarę zbliżania się do kontaktu z żyłą kwarcową zaznaczają się lineacje wyznaczone przez inne minerały wtórne, nowo powstałe, które towarzyszą lineacjom przetrwałym, wyznaczonym przez minerały nie podlegające kaolinizacji. Są to lineacje reprezentowane przez agregaty kwarcu. Natomiast lineacja biotyту stopniowo ulega zanikowi na korzyść rozwijającego się muskowitu, z lineacji skaleniowej zaś powstaje lineacja skaleniowo-kaolinitowa, a następnie kaolinitowa.

Kierunki orientacji przestrzennej wymienionych wyżej lineacji w różnych strefach odległych od kontaktu zasadniczo nie ulegają reorientacji.

Kaolinit rozwinął się w strefie tektonicznej, która przebiega NW-SE wzdłuż południowo-zachodniego kontaktu żyły kwarcowej z gnejsami metamorfiku izerskiego. Wystąpienia kaolinitu w strefach tektonicznych są rzadko omawiane w literaturze geologicznej. Wspomina o nich J. D. E c h u s (1966). Z analizy badań zarówno terenowych, i laboratoryjnych wynika, że kaolinityzacja najłatwiej postępuje w obrębie gnejsów, których ziarna uległy zmiążdżeniu (kataklazie). Kataklaza ziarn oraz mylonityzacja ułatwia rozwój procesów kaolinizacji. Po kaolinizacji następuje najczęściej sylifikacja, która zaznacza się wyraźniej w żyłach kwarcowej (np. środkowe partie) niż na południowo-zachodnim kontakcie z metamorfikiem izerskim. Kaolinit oprócz strefy kontaktowej występuje w kawernach w żyłach kwarcowej, w produktach sylifikacji.

W miarę oddalania się od kontaktu w metamorfiku zanika stopniowo udział kaolinitu na korzyść serycytu i muskowitu. Wymienione strefy ułożenia minerałów są charakterystyczne dla żył hydrotermalnych, o czym wspomina E. G ö r l i c h (1959). Kontakt, a także strefa tektoniczna przebiega NW-SE. Kierunek przebiegu tej strefy, jak można sądzić z następstwa zjawisk geologicznych w krystaliniku izerskim, nawiązuje do wczesnych etapów formowania się struktury tektonicznej okolic Nowej Kamienicy jako elementu składowego krystaliniku izerskiego. Utworzenie tej strefy i jej kierunek należałoby odnosić do ruchów assyntyjskich (J. O b e r c, 1967). Strefa ma zasięg kilkanaście, być może kilkadziesiąt kilometrów długości; jej fragmentem jest odcinek analizowany w tej pracy.

Następnym etapem, o którym wspominałem, jest kaolinizacja skał, rozciągająca się być może wzdłuż całej strefy. Z kolei nastąpiła sylifikacja, która nałożyła się w niektórych partiach na kaolinizację. W południowo-zachodnim odcinku kontaktu zachował się kaolinit mimo kilku powtarzających się deformacji. Uwalnianie naprężeń, jak wynika z analizy, następowało w strefie kontaktu.

Kaolinizacja obejmowała głównie skalenie, podrzędnie podlegały jej muskowit, serycyt i biotyт. Wyrazem kaolinizacji są pseudomorfozy kaolinitu po skaleniach, muskowicie i biotycie. Powstały kaolinit zawiera wrostki, które są tu relikdami różnych minerałów o niejednakowej orientacji; rzadziej są jednakowo zorientowane, przypominają one struktury helicytowe.

Kaolinit powstał w warunkach niskotemperaturowych procesów hydrotermalnych, a więc endogenicznie, w obecności kwaśnych wód.

Kaolinit powstały we wczesnym etapie jako drobne płytki uległ rekrytalizacji i neokrystalizacji w obrębie skupień, dając formy amebowate, które charakteryzują najwcześniejszy etap wzrastających blaszek kaolinitu.

Temperatura, w jakiej tworzył się kaolinit i dickit, we fragmencie strefy nie była wyższa od 300°C. Prawdopodobnie powstanie kaolinitu jest związane z ruchami waryscyjskimi, z krążeniem wód hydrotermalnych, pochodzących od granitu Karkonoszy, który występuje pod gnejsami izerskimi. Hydrotermalne roztwory wykorzystały w tym czasie istniejącą strefę tektoniczną o założeniach assyntyjskich. Przypuszcza się na podstawie pośrednich dowodów, że kaolinizacja w strefie odbyła się również w starszych ruchach niż waryscyjskie.

Analizowana lineacja kaolinitowa jest pseudomorficzna głównie po skaleniach. W powstaniu lineacji kaolinitowej odegrały rolę następujące czynniki:

1. obecność strefy tektonicznej w obrębie gnejsów z lineacjami różnymi pod względem genetycznym, morfologicznym, asocjacji mineralogicznej i budowy wewnętrznej,
2. odnawianie strefy i związane z tym krążenie hydrotermalnych roztworów,
3. złożoność kaolinizacji skaleni w gnejsach i innych skałach w obrębie strefy oraz rekrytalizacja kaolinitu i neokrystalizacje,
4. zacieranie i jednocześnie konserwowanie lineacji kaolinitowej przez sylikację.

*Instytut Geotechniki  
Politechniki Wrocławskiej*

#### WYKAZ LITERATURY

#### REFERENCES

- Berg G. (1936), Erläuterungen zur Geologische Karte Preuss, Blatt Altkemnitz, 1:25 000. Lief. 276, Berlin.
- Bietiechtin A. G. (1955), Podstawy mineralogii. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Bolewski A., Turnau-Morawska (1963), Petrografia. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Bolewski A. (1965), Mineralogia szczegółowa. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Görlich E. (1959), O powstawaniu minerałów ilastych. *Arch. miner.*, 21, 2, p. 409—423, Warszawa.
- Kornaś J. (1958), Uwagi o złożu kwarcu w Barcinku. *Prz. geol.*, 6, p. 392—394, nr 8/9, Warszawa.
- Kostecki J. (1961), Gliny ceramiczne i ogniotrwale w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 164, Warszawa.
- Kotowski J. (1968), Geologia krystaliniku izerskiego w okolicy Gryfowa Śl. *Arch. Bibl. U. Wrocł.* (praca doktorska — maszynopis). Wrocław.
- Langier-Kuźniarowa A. (1967), Termogramy minerałów ilastych. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Lewowicki S. (1967), Żyły kwarcowe Gór Izerskich i ich Pogórza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, 3, p. 339—367, Kraków.
- Millot G. (1968), Геология глин, Издатель., „НЕДРА”. Москва (przekład z francuskiego).
- Moorhouse W. W. (1959), The Study of Rocks in Section, New York.
- Oberc J. (1967), Rozrzut B-lineacji w krystaliniku izerskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, 3, p. 373—386, Kraków.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J. (1957), Regionalna Geologia Polski, Sudety, 3, 1, Kraków.
- Ekhus J. D. — Эхус И. Д. (1966), Глинистые минералы и их палеогеологическое значение. Издатель., „Наука”, Москва.

Turner F. J., Verhoogen J. — Тернер Ф., Ферхуген Дж. (1961), Петрология изверженных и метаморфических пород. Издатель. Иностр. Лит., Москва) (przekład z angielskiego).

### SUMMARY

Lineation of kaolinite aggregates in gneisses occurs at the south-western contact of a quartz vein with gneisses of the Izera Mts crystalline complex, near Nowa Kamienica in Lower Silesia (Fig. 1). The quartz vein occurs within a tectonically deformed zone. The orientation of the lineation of kaolinite aggregates is the same as that of elongated prolate feldspars, quartz-feldspar intergrowths, quartz aggregates and flaky minerals (muscovite, sericite and biotite). The lineation of kaolinite aggregates is the result of kaolinization of elongated, spindle, and lens-shaped feldspars possessing a preferred orientation, according to the parakinematic lineation of Assynthian age present in the gneisses. The kaolinite forms pseudomorphs after feldspars, and its lineation is regarded therefore as a palimpsest lineation. Relics of feldspars (Fig. 2) muscovite and sericite are present in the kaolinite. Dickite is accompanying the kaolinite (Fig. 3) and the formation of these two minerals is genetically related. Recrystallization was noted among the small kaolinite flakes, but the recrystallized kaolinite displays still irregular shapes. Feldspars, sericite, muscovite, and biotite were subject to kaolinization, which was most rapid in perthitic feldspars (Fig. 7), and especially at the contacts of albite and microcline. Both kaolinite and dickite are of hydrothermal origin. The kaolinization processes are probably related with Variscan movements.

### OBJAŚNIENIA TABLIC EXPLANATION OF PLATES

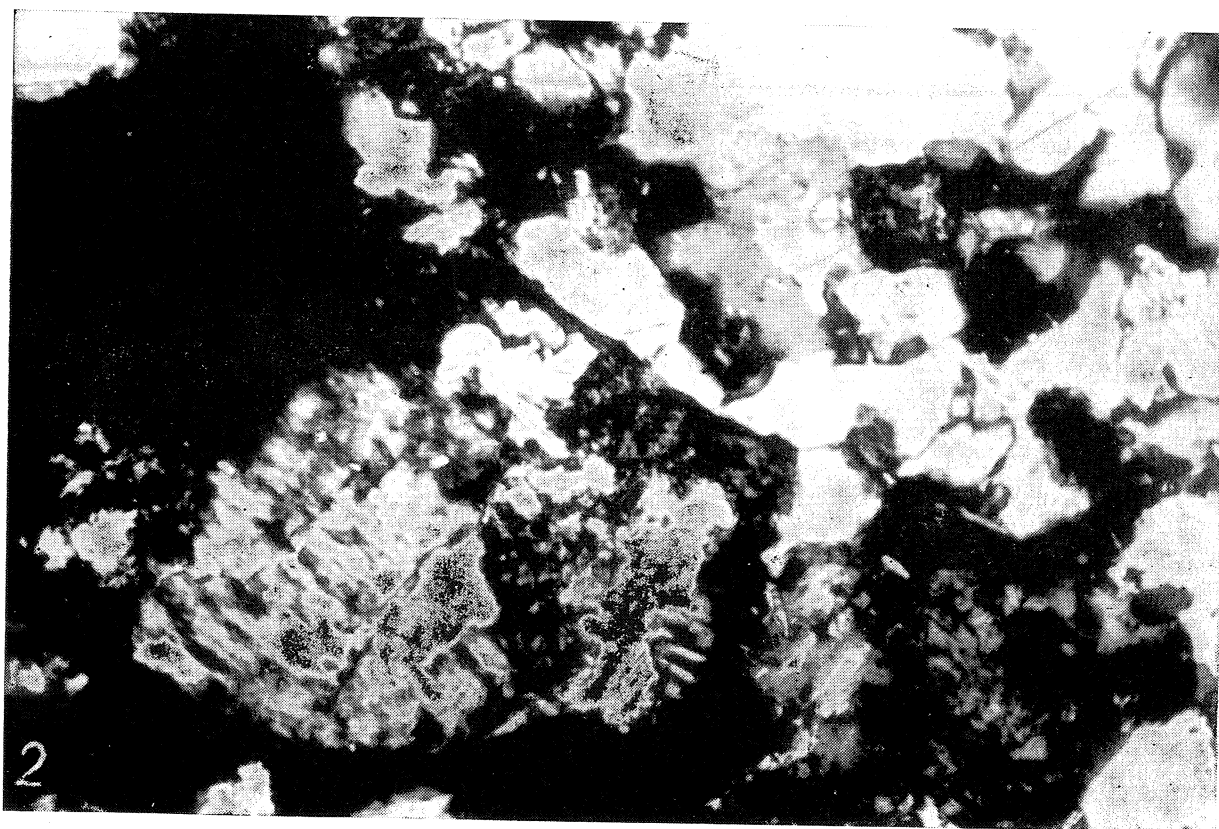
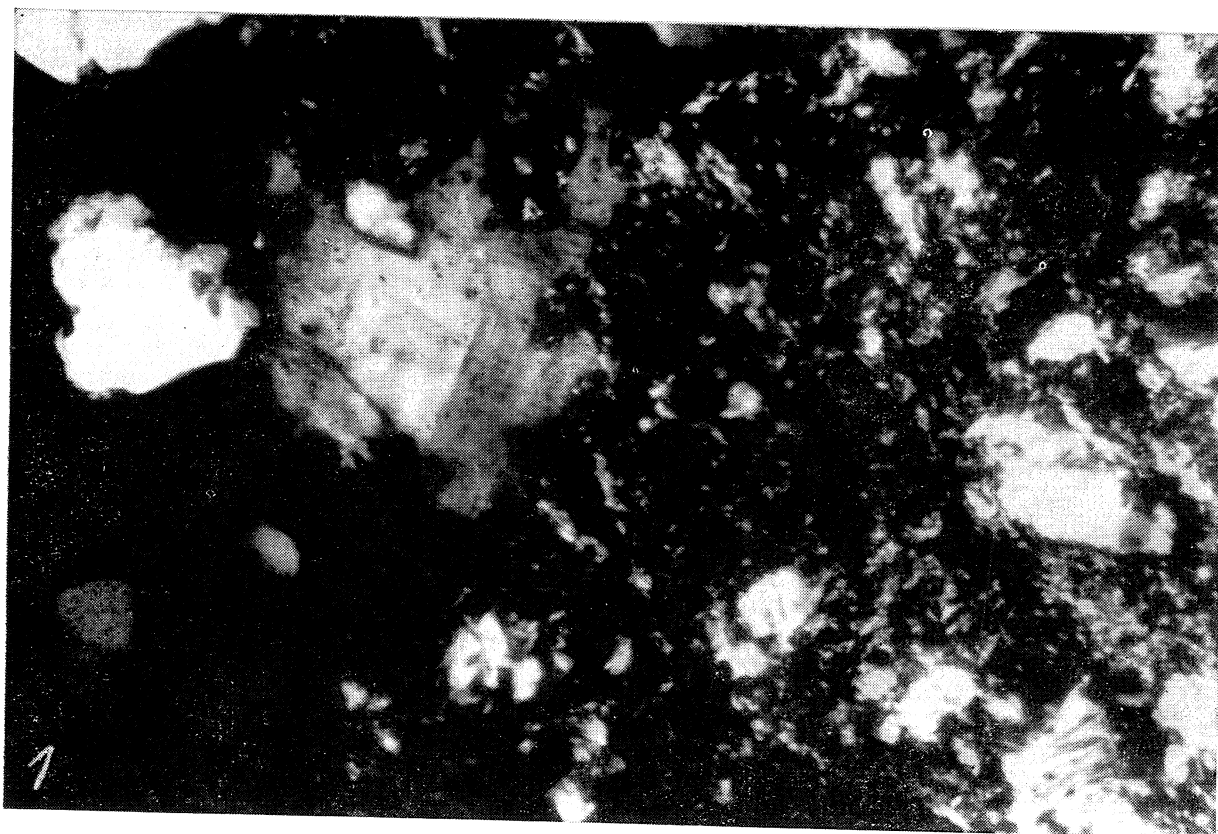
#### Tablica — Plate XVIII

- Fig. 1. Kratkowo zbliźniony (relikt) mikroklin wypierany zatokowo kaolinitem; przekrój *ac*, nikole X, pow. ok. 180×
- Fig. 1. Relic of cross-hatched microcline partially replaced by the kaolinite, cross-section in the *ac* plane, crossed nicols, magnification c. 180×
- Fig. 2. Spertytyzowany infiltracyjnie mikroklin ulegający od brzegów kaolinizacji; przekrój *ac*, nikole X, pow. ok. 180×
- Fig. 2. Microcline infiltration-perthite kaolinized at peripheries, cross-section in the *ac* planes, crossed nicols, magnification c. 180×

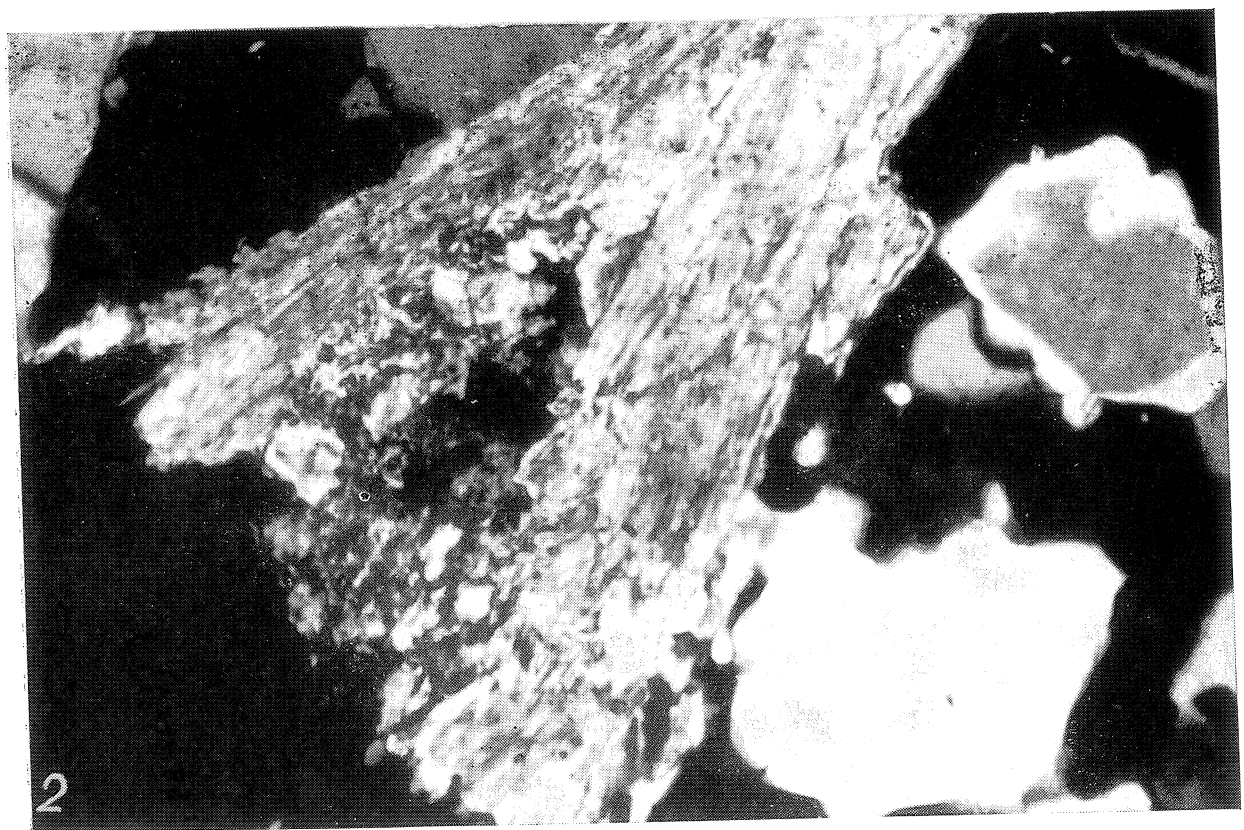
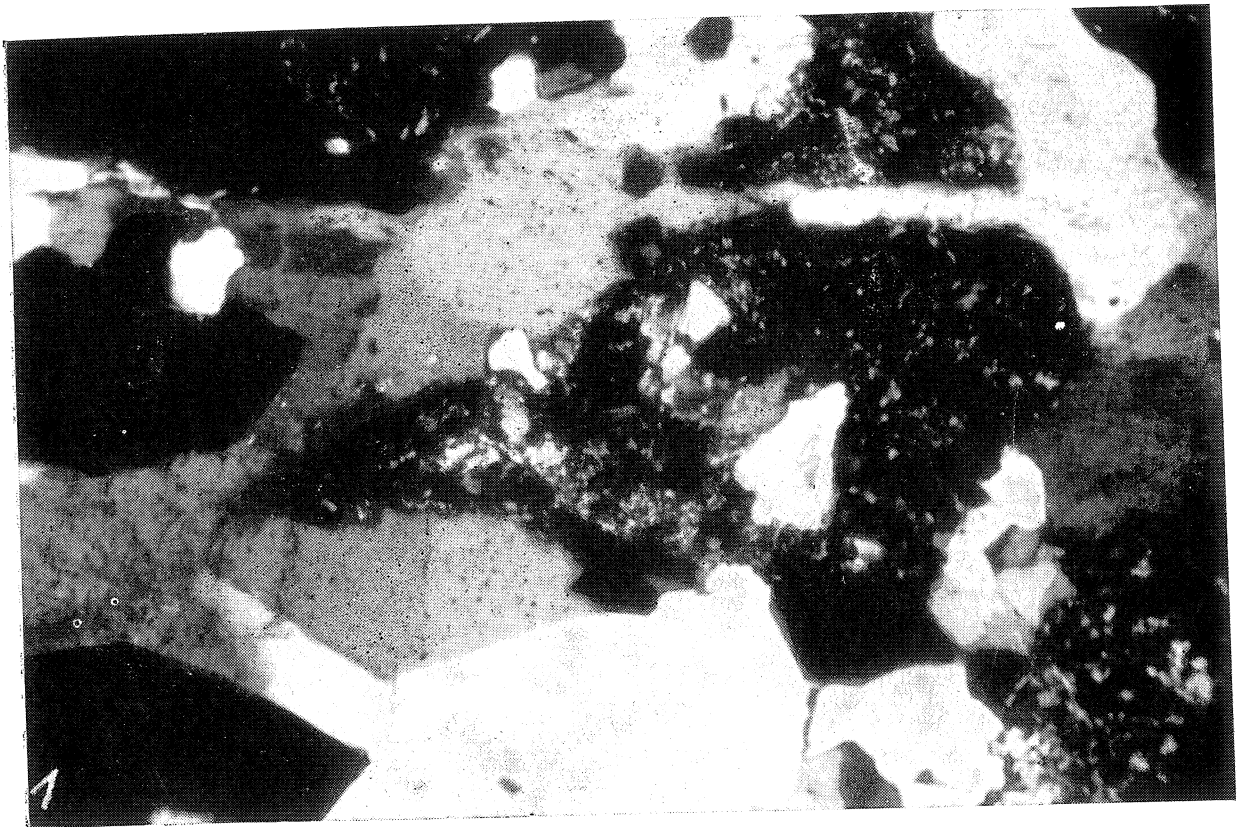
#### Tablica — Plate XIX

- Fig. 1. Nieregularne skupienia kaolinitu z wrostkami skaleni i muskowitu. Skupienia kaolinitu przecinają zmiennej grubości żyłki kwarcu; przekrój *ac*, nikole X, pow. ok. 180×
- Fig. 1. With feldspar and muscovite inclusions of irregular aggregates of kaolinite. Kaolinite aggregates are cut by quartz veinlets of varying thickness. Cross-section in the *ac* plane crossed nicols, magnification c. 180×
- Fig. 2. W obrębie muskowitu pobytytowego występuje serycyt i skupienia kaolinitu; przekrój *ac*, nikole X, pow. ok. 180×
- Fig. 2. Sericite and kaolinite aggregates within muscovite formed after biotite, cross-section in the *ac* plane, crossed nicols, magnification c. 180×





*J. Kotowski*



J. Kotowski