

WACŁAW MARIAN KOWALSKI *

BOKSYTYZACJA MIKRODIORYTU Z TABOUNA (REPUBLIKA GWINEA)

(Tabl. XXII—XXIII, 2 fig.)

Bauxitisation de la microdiorite des environs de Kindia (République de Guinée)

(Pl. XXII—XXIII, 2 Fig.)

Treść: W oparciu o materiały zebrane przez ekipę polskich geologów, prowadzących prace geologiczno-poszukiwawcze nad boksytami w Gwinei (Zachodnia Afryka), autor wykonał oznaczenia mineralogiczno-petrograficzne. Wyniki ich wskazują, że w procesie boksytacji przejściowe stadium kaolinitowe nie zawsze jest obecne. Ponadto dowiedziono, że skałą wyjściową dla boksytów z miejscowości Tabouna był nie doleryt, lecz mikrodioryt.

WSTĘP

Niniejsza publikacja stanowi przyczynek do znajomości procesu boksytacji. Proces ten charakterystyczny jest dla strefy tropikalnej i współcześnie obserwuje się go w pasie poniżej 30° geograficznej szerokości (Ju. K. G o r e c k i (1958), R. K r a j e w s k i, K. S m u l i k o w s k i et al., (1964)). Na niewielką skalę rozwija się on w subtropikalnej strefie ZSRR w rejonie Batumi, gdzie jednak nie dochodzi do większych nagromadzeń boksytu (G. I. B u s z y Ń s k i, 1966).

Próbki do badań zostały zebrane przez autora w trakcie prac geologiczno-poszukiwawczych w ramach ekipy polskich geologów w Gwinei (zachodnia Afryka). Miejsce pobrania próbek jest zlokalizowane w górnej części doliny rzeki Santa na południe od wsi Tabouna, rejon administracyjny Kindia (fig. 1) w punkcie o współrzędnych geograficznych 10°04' szerokości północnej i 12°49' długości zachodniej. Pobrane próbki zostały poddane badaniom mineralogiczno-petrograficznym, a wyniki tych badań porównano z danymi z literatury.

Autor serdecznie dziękuje Prof. Dr inż. St. Z. S t o p i e za przeczytanie pracy i cenne uwagi.

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze wzmianki o występowaniu ciemno zabarwionych skał magmowych w Tabouna podał w raporcie dla Direction des Mines et de la

* Kraków, al. Mickiewicza 30, Akademia Górniczo-Hutnicza, Instytut Geologii Regionalnej i Złóż Węgla.

Géologie w Conakry E. J u l i a n (1929). Zasygnalizował on o starych pracach górniczych, prowadzonych w 1921 roku w dolinie rzeki Santa. Założono tam sztolnie na kontakcie łupku kwarcytowego ze skałą, którą na podstawie rozpoznania megaskopowego nazwano „dolerytem”. Dolerytami nazywano w Gwinei wszystkie ciemno zabarwione skały hypabyssalne,

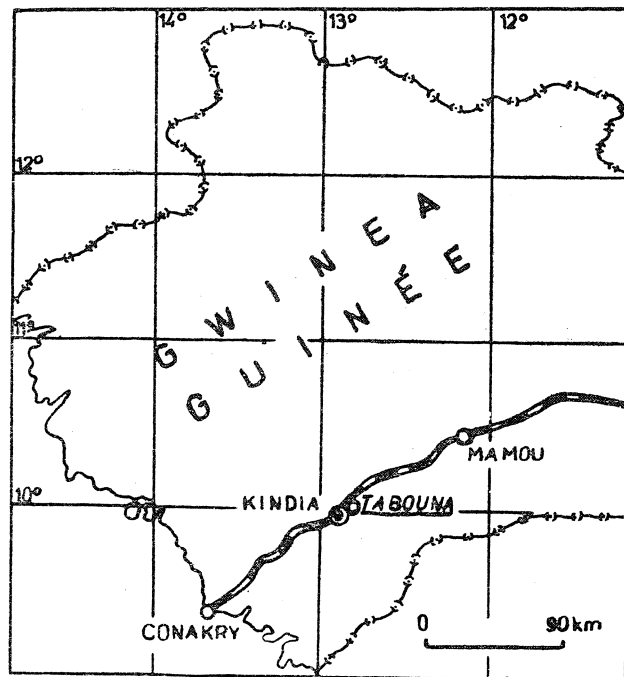


Fig. 1. Schematyczna mapka zachodniej Gwinei z zaznaczeniem położenia geograficznego wsi Tabouna

Fig. 1. Carte schématique de la Guinée occidentale, montrant la localisation du village de Tabouna

bez względu na ich skład mineralny. Termin ten jest terminem „roboczym” i oddaje doraźne usługi kartującym geologom. Według E. J u l i a n a (1929) jedna z wykonanych w strefie doliny Santy sztolni po 32 metrach łupku przeszła w „doleryty”, nie przebijając tych skał. Dane te potwierdził A. C h e r m e t t e (1956a, b).

Pierwsze wzmianki o boksytyzacji czy laterytyzacji dolerytów w rejonie Kindia podali E. de C h é t e l a t (1938) i L. D e l a i r e et al. (1955), którzy stwierdzili, że doleryty podlegają temu procesowi w wysokim stopniu. L. R e n a u d et al. (1959) zwrócili uwagę na związek między nasileniem procesu laterytyzacji dolerytów w badanym rejonie i ich wietrzeniem mechanicznym.

Literatura dotycząca omawianego rejonu jest skromna. Dlatego wydaje się potrzebne dokonanie przeglądu wybranych pozycji literatury na temat boksytów całej zachodniej Afryki. Zresztą dopiero taki przegląd pozwoli zrozumieć znaczenie dla tej części świata badań nad procesem boksytyzacji.

Dane na temat boksytów zachodniej Afryki są nieproporcjonalnie skromne w stosunku do olbrzymiego rozprzestrzenienia złóż boksytów i przejawów boksytyzacji na tym obszarze. Wystarczy wspomnieć, że jedynie w zachodniej części tarczy liberyjskiej, na obszarze około 500 000 km² zalega przynajmniej 5 miliardów ton boksytów. (B. M. M i c h a j ł o w, 1966).

Pierwsze wiadomości o boksytach gwinejskich zawdzięczamy A. Lacroix (1913). Opisał on boksyty wysp Los i nazwał terminem „pain d'épices” — strefę ługowania skał pierwotnych na przykładzie przejścia od sjenitu nefelinowego do boksytu. Boksyty rejonu rzeki Konkouré opisał po raz pierwszy E. de Chételat (1938). Boksyty te są specjalnie ciekawe, gdyż występują stosunkowo blisko opisywanego rejonu. Wielkie złoża boksytów rejonu Tougué na wschód od gór Fouta Djallon zostały opisane przez R. Goloubinowa (1938), L. Renaud et al. (1959), M. S. Rozina (1962) i B. M. Michajłowa (1966). Zasoby tych złóż, związanych z łupkami kambryjskimi i dolerytami i występujących na obszarze 15 tysięcy km², wynoszą około 2 miliardy ton. Są to złoża dobrej jakości, często o zawartości ponad 50% Al₂O₃ i poniżej 3% SiO₂.

E. de Chételat (1946) opisał po raz pierwszy wielkie złoża boksytów w Boke. Zgodnie z B. M. Michajłowem (1966) jest to główne złożo nadmorskiej strefy boksytowej o powierzchni 20 tysięcy km², obejmującej również złoża rejonu Kindia i Fria. O złożu tym wspominają L. Renaud et al. (1959), M. S. Rozin (1962) i G. N. Sokołowa (1963). Zasoby boksytów rejonu Boke są rzędu 2 mld ton wysokowartościowej rudy. Powstały one w wyniku wietrzenia łupków gotlandzkich.

A. Chermette (1949) odkrył złoża boksytów Niandan Banié w Górnej Gwinei, które później w roku 1962 badali geolodzy radzieccy. W roku 1949 rozpoczęto też eksploatację boksytów na wyspie Kassa archipelagu Los koło Conakry. W ślad za tym ukazało się opracowanie J. Eichenberga, dotyczące głównie tego złoża (1952). O złożach wysp Los pisali też L. Delaire i Z. Renaud (1955), M. S. Rozin (1962) i M. B. Michajłow (1966).

W roku 1951 ukazało się opracowanie J. D. Polleta, w którym zawarte są dane o boksytach Sierra Leone.

R. Maignien (1958) w swym opracowaniu petrograficznym boksytów gwinejskich wyróżnił dwa typy twardych utworów, wchodzących w skład pokryw laterytowych i boksytowych. Bardziej miękkie nazwał „croute”, a twardszy „carapace”. W obrębie „carapace” wydzielił dwie odmiany, różniące się twardością. Zmiany laterytowe granitów sąsiadującego z Gwineą Wybrzeża Kości Słoniowej opisał N. Leneuf (1959).

W roku 1959 ukazało się syntetyczne opracowanie procesu laterytyzacji i boksytyzacji na terenie Gwinei, którego autorem jest M. Bonifas. W pracy tej opisano między innymi laterytyzację dolerytów w rejonie wsi Souapiti i Kabéa nad rzeką Konkouré, w rejonie projektowanej wówczas elektrowni. Zmiany dolerytów zaczynają się tam od spękań i rozpadu na bloki. Bloki te wietrzeją koncentrycznie, to znaczy, że zmiany laterytowe obejmują wokół cały blok. Skała poddana laterytyzacji żółknie i przybiera postać „pain d'épices jaune”. Charakteryzuje go zachowana struktura dolerytowa przy silnym odbarwieniu i postępującej laterytyzacji. Dalsze zmiany prowadzą do stopniowego przejścia „pain d'épices jaune” w skałę ilastą, o znacznie słabiej zachowanej strukturze dolerytowej. Strefę tę cechuje intensywne zażelazienie. Powyżej występuje „carapace” o zatartej strukturze skały pierwotnej. Zdaniem tego autora plagioklasy przechodzą cztery stadia zmian. W pierwszym stadium spękania w obrębie plagioklazu wypełniają się rdzawym materiałem izotropowym, w drugim — pojawiają się drobne kryształki nie zbliźnionego hydrargilitu. W trzecim stadium sieć rdzawych żyłek się rozszerza, a w czwartym — plagioklasy całkowicie przechodzą w hydrargilit. Pirokseny, zdaniem M. Bonifasa, przechodzą w tym czasie w getyt, jednak zmiany piro-

ksenów zachodzą szybciej niż zmiany plagioklazów. Amfibol rozkłada się wolniej, natomiast biotyt nie podlega większym zmianom.

Praca J. P. L a j o i n i e i M. B o n i f a s (1961) stanowi rozwinięcie powyższego tematu. Autorzy zastosowali badania optyczne, chemiczne, rentgenograficzne i termiczne dolerytów i produktów ich zmian. Stwierdzono, że hydrargilit tworzy się bezpośrednio z oligoklazu i jest głównym składnikiem „pain d'épices jaune”. Kaolinit, który jest głównym składnikiem kolejnej strefy, glin z zachowaną strukturą powstaje w wyniku resylifikacji hydrargilitu w strefie poniżej najniższego poziomu wód gruntowych w porze suchej. Przyczyną obecności kaolinitu w profilu laterytowym jest położenie badanego wystąpienia w rejonie speneplenizowanym, w dolinie rzeki. Powyżej poziomu wód gruntowych następuje w strefach speneplenizowanych wzrost zawartości hydrargilitu w obrębie „pain d'épices rouge”. Tłumaczy się to intensyfikacją w tej strefie procesu laterytyzacji. Nasuwa się pytanie, jak tłumaczyć zachowanie się przed zniszczeniem w drodze resylifikacji strefy hydrargilitowej „pain d'épices jaune” na kontakcie strefy wietrzenia z dolerytem, poniżej poziomu wód gruntowych. Autorzy tłumaczą to wpływem chemicznym środowiska hydrolizy minerałów skały pierwotnej.

Ciekawe jest rozdzielenie strefy „pain d'épices jaune” od wyżej ległej strefy „pain d'épices rouge” strefą glin kaolinowych. W strefie glin kaolinowych pierwotna struktura dolerytu jest zatarta w znacznie wyższym stopniu niż w wyżej ległym „pain d'épices rouge”. Wskazuje to wyraźnie na powstanie glin kaolinowych w drodze resylifikacji boksytu, zachodzącej poniżej poziomu wód gruntowych w porze suchej i powodującej zatarcie struktury skały macierzystej. Powyżej strefy „pain d'épices rouge” zatarca się struktura skały macierzystej i następuje przejście w czerwone skały boksytowe. Zdaniem W. M. M i c h a j ł o w a (1966) występująca w tym przypadku niezwykle szeroka strefa wylugowywania skał pierwotnych z relikdami nie zmienionego dolerytu jest typowa dla terenów speneplenizowanych.

M. L a m o t t e i G. R o u g e r i e (1961) stwierdzili w interesującym nas obszarze trzy poziomy erozyjne, odpowiadające trzem stadiom boksytyzacji. Pierwszy poziom na wysokości 1600—1300 m n.p.m. zwany powierzchnią Gondwany jest wieku jurajskiego, względnie kredowego. Drugi poziom na wysokości około 800 m n.p.m. pochodzi ze środkowego eocenu, trzeci o wysokości 500 m n.p.m. z pliocenu. Poza tym penneplenizacja i wietrzenie laterytowe ma miejsce również współcześnie. Rola klimatu w procesie boksytyzacji przejawia się w warunkach optymalnych w szybkości procesu i jego głębokości.

Prace M. S. R o z i n a (1962), Ju. K. G o r e c k i e g o et al. (1963), G. N. S o k o ł o w e j (1963) i B. M. M i c h a j ł o w a (1964, 1966) przyczyniły się do zaktualizowania wiadomości o boksytach gwinejskich.

B. M. M i c h a j ł o w (1966) wyróżnia następujące strefy boksytyzacji dolerytów gwinejskich: a) wylugowane doleryty, b) strefa boksytu z zachowaną strukturą dolerytu, c) strefa kirasy, to jest skorupy przypowierzchniowej. W procesie boksytyzacji następuje wylugowanie ze skały krzemionki, której w strefie ługowanych dolerytów jest 7—8%, a w strefie boksytu z zachowaną strukturą tylko 0,5—2,0% (w skale macierzystej 49—50%). W strefie kirasy autor stwierdza niewielki wzrost zawartości krzemionki w postaci chalcedonu i kwarcu. Równoległe do ługowania krzemionki ma miejsce wzrost zawartości w skale Al_2O_3 , która w badanych przezeń boksytach z Fenarii waha się w granicach 35—45%, a w niektórych

złożach gwinejskich, np. Sangaharedi koło Boké dochodzi do 61%. Zawartość Fe_2O_3 w rejonie Fenarii wzrasta w trakcie boksytызacji, zwłaszcza w strefie kirasy, natomiast całkowicie wydalane są ze skał alkalia, wapń i magnez. W opisywanych przez B. M. Michajłowa profilach nie stwierdzono na większą skalę procesu kaolinizacji.

Z polskich badaczy należy wymienić A. Morawieckiego (1960, 1965, 1967₁ i 1967₂), który pierwszy przedstawił naszemu czytelnikowi zagadnienie boksytów i laterytów Gwinei. W roku 1960 autor ten podał ogólne dane o złożach boksytów w tym kraju. Stwierdził, że wietrzenie laterytowe przebiegało na terenie zachodniej Afryki do 16° szerokości północnej, a przynajmniej do tej szerokości geograficznej notowane są złoża boksytów. W innej pracy (1965) A. Morawiecki podaje w sposób bardzo szczegółowy rozmieszczenie złóż i większych wystąpień boksytów na terenie Gwinei, stan ich rozpoznania i charakterystykę chemiczną. Załączona przez A. Morawieckiego mapka pozwala zorientować się w przestrzennym rozmieszczeniu złóż boksytu w Gwinei. Brak jest danych o boksytach Gwinei leśnej, które udokumentowali ostatnio badacze radzieccy. Dokładnie opisane jest złożo Fria, gdzie w 1960 r. powstała kopalnia i huta tlenku glinu. Autor podaje, że obecnie eksploatowany jest boksyt złoża Kimbo koło Fria, przy czym 80% urobku przetwarzane jest na tlenek glinu, a 20% idzie na eksport. Poza złożem Kimbo istnieją w tym rejonie inne złoża, jak Konkouré północny, Konkouré południowy, Fria, Tambakuie (Tingba) i Sagoli. Boksytызacji podlegają łupki gotlandzkie. Bardzo dokładnie wyszczególnia autor wszystkie złoża boksytu rejonu Boké — Gaoual i rejonu Dabola-Bossikrima. Podaje, że złoża Dabola i Tougué powstały w drodze boksytызacji dolerytów. Osobne publikacje poświęcił A. Morawiecki laterytom gwinejskim. W roku 1967 opublikował opis złoża żelaziaków laterytowych w Conakry na półwyspie Kaloum (1967₁), gdzie podał przekrój przez to złożo, będące typowym przykładem laterytызacji dunitów. W tymże roku (1967₂) opisał wystąpienie rud żelaza pochodzenia metamorficznego Yamboyeli i występujące w obrębie tego złoża przejawy laterytызacji. Inne prace polskich badaczy, dotyczące boksytów i laterytów gwinejskich nie są autorowi znane.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Pierwsze szczegółowe zdjęcie geologiczne terenu badań zostało wykonane przez polskich geologów w roku 1962. W pierwszym etapie prac kartograficznych wykonano zdjęcie geologiczne obszaru 10 km² w skali 1 : 5000. W pracach terenowych brał udział obok autora St. J a z i e n i c k i i St. K i e l a r. Interpretację prac i opracowanie wyników wykonał autor. W drugim etapie autor, przy współudziale St. K i e l a r a, wykonał zdjęcie geologiczne większego obszaru w badanym terenie (120 km²) w skali 1 : 50 000. Interpretacja tego zdjęcia była również dziełem autora. Zdjęcie pozwoliło wyznaczyć kontur wystąpień skał o strukturze dolerytowej i potwierdziło ich intruzywny charakter.

Na podstawie badań terenowych stwierdzono, że w dolinie rzeki Santa występuje strefa skał o zabarwieniu ciemnopopielatym, potocznie nazywanych dolerytami lub mikrogabro. Budują one próg skalny, z którego rzeka spada w dół, tworząc wodospad Sousouba. Skały te przecinają niezgodnie zarówno prekambryjskie utwory metamorficzne, jak też masywy

granitoidów i piaskowce ordowickie, pokrywające cokół metamorficzny. Wskazuje to na poordowicki wiek interesujących nas skał, które ze względu na cechy strukturalne należy zaliczyć do utworów hypabyssalnych. Podlegają one w pewnym, aczkolwiek niewielkim stopniu procesowi boksytyzacji. Proces ten nie jest na ogół obserwowany na większą skalę w rejonach o młodej rzeźbie (górną część doliny Santy, powyżej wodospadu Sousouba), gdzie erodowany materiał dolinny jest szybko przenoszony przez wodę w dół rzeki. Nadkład piaskowców tworzących rozległe płaskowycze ponad doliną Santy nie sprzyja również rozwojowi boksytyzacji w górnym biegu tej rzeki. Skała jest na ogół nie zwietrzała i słabo spękana. Tymczasem warunkiem intensywniejszej boksytyzacji jest spękanie i zwietrzenie mechaniczne skały, a następnie poddanie pokruszonego materiału oddziaływaniu czynników klimatycznych.

Bardziej sprzyjające boksytyzacji warunki są w dolnym biegu Santy na południe od wodospadu Sousouba. Dolinę wypełniają tam aluwia (piaski i żwiry), jednak stoki wzgórz są łagodniejsze i pojawia się tam pokrywa laterytowa. W tych rejonach, pozbawionych nadkładu piaskowców odsłania się cokół prekambryjski, a starsza, mniej urozmaicona morfologia sprzyja dezintegracji skał. Dalej ku południowi boksytyzacja obejmuje zarówno grzbiety wzgórz, jak też aluwia dolinne, a skał nie poddanych temu procesowi trzeba szukać na bardziej stromych zboczach i we wcięciach potoków. Największą miąższość rzędu 15 metrów osiąga pokrywa boksytowa na grzbietach wzniesień na wschód od masywu Toulima. Są to prawdopodobnie boksyty gorszej jakości, gdyż boksytyzacji ulegają tam łupki metamorficzne, granodioryty i granity, a w mniejszym stopniu skały określane megaskopowo jako doleryty. Obserwacje terenowe wykazały, że nawet w rejonach częściowo spenplenizowanych, o słabo urozmaiconej rzeźbie skały określane jako doleryty poddają się boksytyzacji znacznie oporniej niż granity czy łupki serycytowo-chlorytowe, wskutek czego tworzą wypiętrzenia morfologiczne.

O poborze próbek w górnej części doliny Santy zdecydował fakt, że występują tam fragmenty skalne, poddane początkowej boksytyzacji, gdzie w obrębie jednej próbki na przestrzeni jednego centymetra można prześledzić wszystkie stadia boksytyzacji od skały niemal świeżej do czystego boksytu.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADANYCH SKAŁ

Opisywane skały z rejonu wsi Tabouna, nazywane potocznie „dolerytami”, tworzą zarówno formy żyłowe, związane z liniami tektonicznymi, jak też większe masywy, gdzie związek z tektoniką jest mniej czytelny. Zdarza się, że w obrębie masywu tych skał występują jako porwaki pokruszone fragmenty skalne o podobnym składzie mineralnym, świadczące o powtarzalności przejawów magmowych. Często są też żyły skały o strukturze mikrokryształicznej, przecinające skały o widocznej już megaskopowo strukturze hipidiomorficzno-ziarnistej.

Występują dwa zasadnicze typy strukturalne. Obok skał o nie zawsze typowej strukturze ofitowej, z przejściem w pojkilofitową i panallotriomorficzną, występują też żyły i wrostki skał o zbliżonym składzie mineralnym, odznaczające się strukturą porfirową, lub mikrokryształiczną. W pierwszym typie skał poszczególne składniki są widoczne już megaskopowo, w drugim dopiero przy użyciu mikroskopu.

Boksytyzacja inaczej przebiega w skałach o strukturze ofitowej, inaczej w skałach o strukturze mikrokryształicznej. W skałach o widocznej megaskopowo strukturze krystalicznej boksytyzacja rozwija się stopniowo. W próbkach tych skał dają się wyróżnić cztery strefy zmian boksytowych:

Pierwszą strefę tworzy twarda skała bez widocznych megaskopowo oznak wietrzenia. Cechuje ją barwa ciemnopopielata i przełam muszłowy. Struktura krystaliczna jest widoczna megaskopowo. Pewna niejednorodność zabarwienia wywołana jest obecnością dużych ziarn składników ciemnych, jak pirokseny, amfibole czy biotyt, oraz jasnych, głównie plagioklazów.

Na zewnątrz bliżej powierzchni wietrzenia skała wyraźnie zmienia barwę i bez zaburzenia struktury przechodzi w kolejną strefę, odznaczającą się odbarwieniem. Niejednorodność zabarwienia spowodowana jest szybszym odbarwieniem się skaleni od minerałów femicznych. W efekcie skała staje się jasnoszara z nieco ciemniejszymi konturami odbarwionych amfiboli i piroksenów.

Dalsze stadium procesu prowadzi do rozpadu zawartych w skale minerałów nieprzejrzystych (głównie magnetytu) przy równoczesnym utlenieniu, w wyniku czego pozostałe Fe^{2+} przechodzi w Fe^{3+} . Powoduje to czerwonocegląstą barwę kolejnej, trzeciej strefy zmian boksytowych. Postępujący proces rozpadu składników skały jest przyczyną wyraźnego zmniejszania się jej twardości.

Czwartą, najbardziej zewnętrzną strefą jest wiśniowy boksyt, ztracający już cechy strukturalne skały magmowej. Uległa ona już całkowitemu rozkładowi i rozsypuje się w palcach na pył. Jedynie bezpośredni związek z próbką skały magmowej pozwala określić, jaka skała uległa boksytyzacji.

Widoczne megaskopowo stadia przemian prowadzą stopniowo, przy zachowaniu pierwotnej struktury skały krystalicznej do przejścia mikrodiorytu w zwietrzelinę boksytową (tabl. XXII, fig. 1).

W skałach o strukturze mikrokryształicznej proces boksytyzacji ma nieco inny przebieg. Kontakt między nie zwietrzałą skałą magmową a zabarwioną na kolor żółtobrunatny strefą boksytu jest tu ostry, brak jest megaskopowo widocznych przejść (tabl. XXII, fig. 2).

Badaniami mineralogiczno-petragraficznymi objęto obie odmiany tych skał. Starano się prześledzić poszczególne etapy boksytyzacji i mechanizm zmian, którym podlega skała. Zastosowano metodę badań mikroskopowych, rentgenograficznych, metodę analizy spektrofotometrycznej w podczerwieni i metodę analizy termiczno-różnicowej.

Skałę o strukturze megakryształicznej oznaczono jako próbkę 1, a poszczególne stadia boksytyzacji oznaczono literami A, B, C i D. Skałę o strukturze mikrokryształicznej określono jako próbkę 2, przy czym strefę skały nie zmienionej oznaczono literą A, boksyt zaś, powstały w wyniku jej rozkładu, literą B. Wyniki badań zestawiono w kolejności numeracji próbek.

OPIS MIKROSKOPOWY

Obserwacje mikroskopowe pozwalają scharakteryzować strefę A próbki 1 jako skałę o strukturze ofitowej, z przejściem w pojkilofitową intergranularną i panallotriomorficzną, o teksturze bezładnej. W obrębie skały

występują drobne, ostrokrawędziste, częściowo resorbowane porwaki skały o strukturze mikrodolerytowej. W skład skały obok silnie zwiertzałego plagioklazu wchodzi piroksen, amfibol, schlorytyzowany i świeże łySZczyki, kwarc i minerały nieprzejrzyste.

Plagioklaz jest głównym składnikiem skały. Tworzy on przeważnie wydłużone źerdkie, poddane w znacznym stopniu zmianom wtórnym (sercytyzacja, boksytyzacja). Kąt wygaszania w przekroju prostopadłym do X wynosi około $+12^\circ$, co wskazuje na oligoklaz ($Ab_{72}An_{28}$) $n_\gamma = 1.551$ — 1.547 , $n_x = 1.544$ — 1.540 , $\Delta = 0.007$, $2V(\alpha)$ około 85° , (—). Zakres zmian współczynnika załamania światła wskazuje na zmienność składu oligoklazu od $Ab_{78}An_{22}$ do $Ab_{72}An_{28}$. Źerdkie oligoklazu często zachowują formy idiomorficzne wydłużonych słupków i tabliczek. Część osobników zatracza idiomorfizm i tworzy przerosty. W niektórych ziarnach oligoklazu zauważono przejawy albityzacji, na ogół postępującej od skraju ku środkowi. Minerale wtórne rozwijają się w całych osobnikach oligoklazu, brak jest większych powierzchni nie zwiertzałych.

Bardzo nieliczny piroksen rozmieszczony jest w skale głównie w formie pojkilitowych wrostków w obrębie oligoklazu. Tworzy on krótkie źerdkie o zachowanych na ogół formach idiomorficznych. Bezbarwny, ściemnia ukośnie. Kąt $Z/\gamma =$ około 40° , $2V =$ około 59° (augit diopsydowy). Amfibol zdecydowanie przeważa ilościowo nad piroksenami. Jest pleochroiczny: γ — bładozielony, α — oliwkowy. Tworzy zrosty bliźniacze. Liczne źerdkie amfibolu wypełniają przestrzeń między osobnikami oligoklazu, a także tworzą w nich wrostki. Obok amfiboli w formie źerdeK występują amfibole igiełkowe, słabiej lub silniej pleochroiczne. $n_\gamma = 1.645$, $n_\alpha = 1.620$, $\Delta = 0.025$, Z/γ około 18° , co wskazuje na uralit. Osobniki amfibolu intensywniej zabarwione wykazują nieco wyższe współczynniki załamania światła. Obserwuje się bardzo liczne przejawy uralityzacji piroksenów. Uralityzacja odbywa się zgodnie z kierunkami krystalograficznymi piroksenów.

Biotyt tworzy liczne, pleochroiczne blaszki: γ — brązowy, α — żółty. Często podlega chlorytyzacji. Charakteryzuje go wtedy zielonkawe zabarwienie i obniżone barwy interferencyjne.

Chloryt jest dość liczny w spękaniach skały, a także w obrębie minerałów femicznych. Jest on wyraźnie pleochroiczny. Schemat absorpcji jak w biotycie: $\gamma = \beta > \alpha$, γ — zielony, α — niemal bezbarwny, $2V$ bardzo małe, (+). Cechy optyczne wskazują na pennin. Chlorytyzacja rozwija się też w obrębie uralitu. Chloryt powstały z przemian uralitu jest intensywniej zabarwiony i pleochroiczny. Optycznie jest prawie jednoosiowy (—), jest to przypuszczalnie delessyt.

Kwarc wypełnia pustki w strefach skały pozbawionych struktury ofi-towej, gdzie zanika idiomorfizm plagioklazów. Ściemnia faliście. W osobnikach kwarcu tkwią wrostki gazowe.

W skale tkwią liczne wrostki minerałów nieprzejrzystych, głównie magnetytu.

W resorbowanych w obrębie skały okruchach skalnych przeważa oligoklaz, któremu towarzyszy augit, uralit i minerały nieprzejrzyste. Porwaki skał magmowych mają skład mineralny, zbliżony do głównej masy skały. Analiza planimetryczna wykazała zawartość 53% oligoklazu, 16% amfibolu, 4% piroksenu, 14% biotyту, 7% chlorytu, 4% składników nieprzejrzystych i 4% kwarcu (tabl. XXIII, fig. 1).

Wyniki badań mineralogicznych wskazują, że tradycyjna nazwa dole-ryt nie odpowiada składowi mineralnemu badanej skały. Według A. J o-

h a n n s e n a (1952) doleryt (symbol 2312) zawiera plagioklasy typu labrador — bytownit i w związku z tym należy do trzeciego rzędu systematyki tego autora. Tymczasem opisywana skała zawiera w swym składzie oligoklaz, co kwalifikuje ją do drugiego rzędu systematyki A. J o h a n n s e n a. Zawartość kwarcu poniżej 5% pozwala zaliczyć skałę do rodziny diorytu (symbol 2212). Być może, że w opisywanym terenie występują również odmiany o zawartości kwarcu przekraczającej 5% (rodzina tonalitu). Ze względu na cechy strukturalne najbardziej właściwa wydaje się nazwa mikrodioryt. Szczegółowe badania petrograficzne i chemiczne tych skał będą tematem specjalnego opracowania.

W płytce cienkiej, wykonanej ze strefy B próbki 1 obserwuje się stopniowy rozwój procesów dezintegracji skały. Plagioklasy są rozłożone w znacznie większym stopniu w stosunku do płytki opisanej powyżej. Blaszki serycytu tkwią na tle anizotropowej substancji pelitycznej (hydrargilit), wypełniającej kontur pierwotnych osobników oligoklazu. Stopniowemu rozpadowi podlegają minerały femiczne, rozpad ich nie jest zaawansowany. Spękania w skale wypełnia mieszanina chlorytu i uwodnionych tlenków żelaza. Nieprzejrzyste minerały kruszcowe ulegają również stopniowemu rozpadowi i przechodzą w uwodnione tlenki żelaza (tabl. XXIII, fig. 2).

W płytce cienkiej ze strefy C próbki 1 obserwuje się dalsze zaawansowanie rozpadu skały. Pierwotna struktura dolerytowa jest niemal całkowicie zatarta. Przestrzeń, zajęta uprzednio przez tabliczki oligoklazu, jest wypełniona hydrargilitem. Nieliczne relikty augitu diopsydowego i uralitu są podstawiane mieszaniną uwodnionych tlenków żelaza i chlorytu. Również lyszczyki przechodzą w minerały wtórne (getyt, chloryt). Strefy chlorytowo-getytowe rozszerzają się od spękań w skale. Uwodnione tlenki żelaza gromadzą się w interstycjach między pseudomorfozami hydrargilitowymi po oligoklazu. Lokalnie tworzą się dosyć szerokie strefy tego typu, otaczające relikty augitu diopsydowego lub uralitu. Wraz z rozpadem tych minerałów ma miejsce częściowe odprowadzenie ze skały składników femicznych, co prowadzi do koncentracji hydrargilitu. W końcowym efekcie powstaje sypki boksyt, złożony głównie z wodorotlenków glinu z niewielką domieszką uwodnionych tlenków żelaza (strefa D próbki 1), (tabl. XXIII, fig. 3, fig. 4).

W płytce cienkiej, wykonanej ze strefy A próbki 2 skała o strukturze porfirowej, o mikrokryształicznym tle skalnym. W skład skały wchodzi oligoklaz, uralit, chloryt, nieliczny piroksen, kwarc i minerały nieprzejrzyste.

Oligoklaz, nie różniący się własnościami optycznymi od oligoklazu strefy A próbki 1 jest w różnym stopniu poddany procesowi wietrzenia. Ściemnia ukośnie, kąt ściemniania w przekroju prostopadłym do X wynosi 11° . Tworzy prakryształy w skale. Zauważa się pseudomorfozy z relikdami plagioklazu o nieco wyższym współczynniku załamania światła.

Piroksen, augit diopsydowy, kąt $Z/\gamma =$ około 40° , (+), $2V(\gamma)$ około 60° , jest w płytce cienkiej bezbarwny. W pewnym stopniu ulega uralityzacji. Uralit, $Z/\gamma = 18^\circ$ jest blado zielony, słabo pleochroiczny. Chloryt, powstały głównie z rozpadu biotyту, po którym tworzy pseudomorfozy, gromadzi się też w spękaniach skały. Kwarc tworzy drobne wrostki. Ściemnia fałście. W mikro- lub kryptokryształicznym tle skały obserwuje się obecność wodorotlenków glinu i getytu, a także chlorytu. Skała nie odbiega składem mineralnym od próbki 1. Ze względu na cechy strukturalne skała mogłaby być nazwana andezytem, jednak, biorąc pod uwagę związek z masywem

mikrodiorytów o identycznym składzie mineralnym nie wprowadza się tej nazwy do tytułu pracy (tabl. XXIII, fig. 5).

W płycie cienkiej ze strefy B próbki 2 skała boksytowa, będąca mieszaniną wodorotlenków glinu, uwodnionych tlenków żelaza i minerałów nieprzejrzystych. Uwodnione tlenki żelaza tworzą słabo zarysowaną sieć, której oczka wypełnia wyraźnie anizotropowy hydrargilit, często zabarwiony pigmentem żelazistym (tabl. XXIII, fig. 6).

BADANIA RENTGENOGRAFICZNE

Celem dokładnego określenia składu mineralnego badanych próbek wykonano dla każdej z nich dyfraktogramy rentgenowskie i wyliczono charakterystyczne odległości międzypłaszczyznowe d_{hkl} . Użyto dyfraktometru typu TUR M61, produkcji NRD, stosując lampę z antykatafodą Co. Refleksy rejestrowano w zakresie kątowym $2-40^\circ$. Stosowana szybkość zapisu wynosiła $1^\circ/\text{min}$, przesuw taśmy 600/h, czułość 0.6 przy stałej czasowej równej 3. Dla oceny intensywności refleksów przyjęto skalę względną od 1 do 100, przy czym intensywność 100 przypisano najmocniejszemu refleksowi. Wyniki badań rentgenograficznych zostały zamieszczone w tabeli 1. Oddają one dobrze zmiany zachodzące we wzajemnych proporcjach ilościowych współwystępujących ze sobą minerałów podczas opisywanego procesu boksytyzacji. Uchwycenie tych zmian jest możliwe na podstawie obserwacji różnych intensywności tych samych refleksów (I) w poszczególnych próbkach skalnych. Badania rentgenograficzne pozwalają więc uchwycić istotę zmian zachodzących podczas postępującego procesu boksytyzacji.

Próbki mikrodiorytów o strukturze megakrystalicznej (próbka 1) wykazują systematyczną zmienność, objawiającą się poprzez stopniowe znikanie w miarę przechodzenia od strefy A do strefy D głównego składnika pierwotnej, nie zmienionej skały, którym jest oligoklaz, na korzyść zwiększającej się ilości tworzącego się hydrargilitu.

Obecność oligoklazu jako zasadniczego składnika strefy A próbki 1 potwierdza występowanie na dyfraktogramach wszystkich refleksów tego minerału, z których najistotniejsze odpowiadają wartościom d : 4.07 (25), 3.75 (30), 3.68 (28), 3.36 (50), 3.18 (100), 2.936 (30), 2.648 (25) i 2.544 Å (14).

Dyfraktogramy 1 B i 1 C cechuje stopniowe zmniejszanie intensywności refleksów oligoklazu, przy równoczesnym zwiększaniu się intensywności refleksów hydrargilitu. O zmianie zawartości oligoklazu w badanych skałach, a tym samym o stopniu przeobrażenia skały wnioskowano na podstawie zmniejszania się intensywności najmocniejszych refleksów, dla których wyliczone wartości d wynoszą 4.07, 3.36 i 3.18 Å. Również inne refleksy oligoklazu w badanych próbkach ulegają stopniowemu osłabieniu, jak to ilustruje tabela 1.

Badania rentgenograficzne potwierdziły w strefie A próbki 1 obecność minerałów towarzyszących, takich jak piroksen, uralit, biotyt, chloryt, magnetyt, hydrargilit i getyt.

Zwiększanie się ilości hydrargilitu w miarę postępującego w kolejnych próbkach procesu boksytyzacji prześledzono na podstawie wzrostu intensywności refleksów o wartościach $d = 4.90$ i 4.41 Å. Nadmierny wzrost intensywności refleksu 3.34 Å w strefie B próbki 1 można tłumaczyć koincydencją maksimów pochodzących od hydrargilitu (3.35 Å) i kwarcu (3.34 Å).

Wyniki analizy rentgenograficznej
dla poszczególnych stref boksytizacji mikrodiorytów /CoKα/

Tabela 1

Résultats de l'analyse radiographique
des stades de bauxitisation des microdiorites

Tableau 1

éch. 1 A		éch. 1 B		éch. 1 C		éch. 1 D		éch. 2 A		éch. 2 B		
d _h	I	d _h	I	d _h	I	d _h	I	d _h	I	d _h	I	
15.78	17	15.08	40	15.50	19							chlorite
		14.55	44	14.45	60	14.45	24					chlorite
11.16	13	11.40	23	11.39	10	11.15	17					biotite
10.70	12	10.06	13	10.08	36	10.06	25					biotite
8.46	40	8.42	35	8.46	32			8.42	28			uralite
7.19	60	7.14	50	7.14	70	7.03	20	7.18	26			chlorite
6.40	15	6.41	15					6.41	7			chlorite
										6.31	19	lépidocriocite
5.81	12	5.88	17	5.98	12							oligoclase
5.65	15	5.65	8	5.79	5			5.63	12			oligoclase
		5.48	10	5.40	10	5.41	25			5.50	20	hydrargillite
4.90	15	4.90	28	4.90	100	4.90	100			4.90	80	hydrargillite
4.73	17	4.73	25	4.73	50	4.73	50			4.82	100	hydrargillite
4.52	12	4.51	18					4.52	15			oligoclase
4.28	17	4.30	22	4.42	30	4.40	53			4.41	60	hydrargillite
4.07	25	4.07	32					4.07	28			oligoclase
3.83	17											oligoclase
3.75	30	3.76	39	3.76	35							oligoclase
						3.69	20					hydrargillite
3.68	28	3.67	49	3.67	37			3.67	30			oligoclase
3.57	28	3.56	47	3.46	27	3.64	21	3.58	32			chlorite
3.36	50	3.36	100	3.36	56			3.36	30			oligoclase
						3.35	42			3.35	15	hydrargillite
						3.26	15					hydrargillite
3.18	100	3.18	98	3.17	33	3.18	10	3.18	100	3.18	12	oligocl.,hydr.
2.990	22	2.977	35	2.970	15			2.990	41			pyroxène, magné- tite
								2.910	38			oligoclase
2.936	30	2.900	31									oligoclase
2.856	15	2.880	30	2.850	28							oligoclase
						2.740	20			2.740	11	hydrargillite
2.660	15	2.660	15	2.660	26	2.660	20			2.690	15	uralite, goethite
2.648	25	2.640	20	2.640	25							oligoclase
2.617	27	2.617	28	2.620	20							uralite
2.574	15	2.566	32	2.560	30							pyroxène
2.544	14	2.544	32					2.530	30			oligoclase
2.481	10	2.480	27	2.480	32	2.470	35					hydrargillite
				2.450	33	2.450	34			2.460	23	hydrargillite
2.420	11	2.410	26	2.400	33	2.398	38			2.420	20	goethite
2.319	8	2.314	11	2.310	16							uralite
2.267	7	2.281	17	2.280	22	2.280	20			2.280	15	hydrargillite
						2.250	16			2.250	19	hydrargillite
				2.170	15	2.170	15			2.180	16	goethite
2.140	15	2.152	10									uralite
				2.060	21	2.060	23					hydrargillite
						1.992	18					hydrargillite

Skład mineralny strefy C próbki 1 odbiega zdecydowanie od składu próbki wyjściowej, co przejawia się obecnością niewielkiej ilości oligoklaz, podczas gdy podstawowym minerałem w tej próbce jest hydrargilit. Stwierdzono też refleksy, charakterystyczne dla kwarcu, chlorytu i getytu.

W strefie D próbki 1 nie ma już oligoklaz, o czym świadczy całkowity zanik refleksów tego minerału. Istnienie refleksu o wartości $d = 3.18 \text{ \AA}$ (10) spowodowane jest obecnością hydrargilitu, którego najmocniejsze refleksy charakteryzują następujące wartości d : 5.41 (25), 4.90 (100), 4.73 (50), 4.40 (53), 3.69 (20), 3.35 (42), 2.740 (20), 2.450 (34) i 2.280 \AA (20). Dyfraktogram obrazuje ostateczny efekt zachodzącego procesu. Jak wynika z tabeli 1, minerałami towarzyszącymi hydrargilitowi są getyt, chloryt i niewielkie ilości kwarcu, którego refleksy zdradzają dużą koincydencję z refleksami pozostałych składników skały.

Strefa A próbki 2, odznaczającej się strukturą mikrokryształiczną wykazuje bardzo zbliżony skład mineralny do strefy A próbki 1. Dominującym składnikiem jest oligoklaz, a pozostałe refleksy przypisano obecności urality, chlorytu oraz niewielkiej domieszce hydrargilitu.

Strefa B próbki 2 posiada jako główny składnik hydrargilit z niewielką domieszką getytu i lepidokrokitu.

Badania rentgenograficzne wydzielonej w cieczach ciężkich frakcji minerałów nieprzejrzystych wykazały odległości międzypłaszczyznowe $d = 2.99, 2.54, 2.098, 1.710, 1.612, 1.475$ i 1.325 \AA , charakterystyczne dla magnetytu. Równolegle stwierdzono obecność refleksów 2.63, 2.062, 1.612, 1.479 i 1.325 \AA , typowych dla pirotynu. Odległości międzypłaszczyznowe o wartościach $d = 4.65, 2.84, 2.42$ i 2.01 \AA wskazują na obecność w skale chromitu.

W celu ostatecznego udowodnienia braku w opisywanych próbkach kaolinitu, jako stadium przejściowego między oligoklazem a hydrargilitem, przeprowadzono dodatkowe badania mające na celu wyeliminowanie nakładania się refleksów kaolinitu i chlorytu. Do tego celu wybrano materiał skalny ze strefy B próbki 1, gdzie procesy wietrzeniowe są już zaawansowane, jednak zawartość hydrargilitu jest jeszcze stosunkowo niska. Część próbki prażono w temperaturze 530°C , a następnie poddano badaniom rentgenograficznym. Dyfraktogram wykazał obecność silnego refleksu 14.55 \AA i słabszego 7.14 \AA , charakterystycznych dla chlorytu. Drugą część próbki gotowano w $\text{HCl } 1:1$, a z otrzymanej pozostałości po wysuszeniu w temperaturze $+40^{\circ}\text{C}$ wykonano dyfraktogram, który nie wykazał ani refleksu o wartości $d = 14.55 \text{ \AA}$, ani refleksu o wartości $d = 7.14 \text{ \AA}$, charakterystycznych dla chlorytu. Równocześnie nie stwierdzono refleksów kaolinitu, co wskazuje, że w omawianym przypadku nie ma maskowania kaolinitu przez chloryt.

BADANIA SPEKTROFOTOMETRYCZNE W PODCZERWIENI

W celu dokładniejszego naświetlenia przebiegu procesu boksytacji zwrócono się do J. Fijała z propozycją wykonania analiz spektrofotometrycznych w podczerwieni dla badanych skał. Za wykonanie i interpretację tych analiz autor wyraża J. Fijałowi serdeczne podziękowania.

Badania spektrofotometryczne w podczerwieni potwierdziły wyniki uzyskane przy zastosowaniu metody dyfraktometrycznej i badań mikroskopowych. Analiza spektrofotometryczna okazała się cenną metodą dla udokumentowania obecności oligoklaz, który jest trudny do identyfikacji

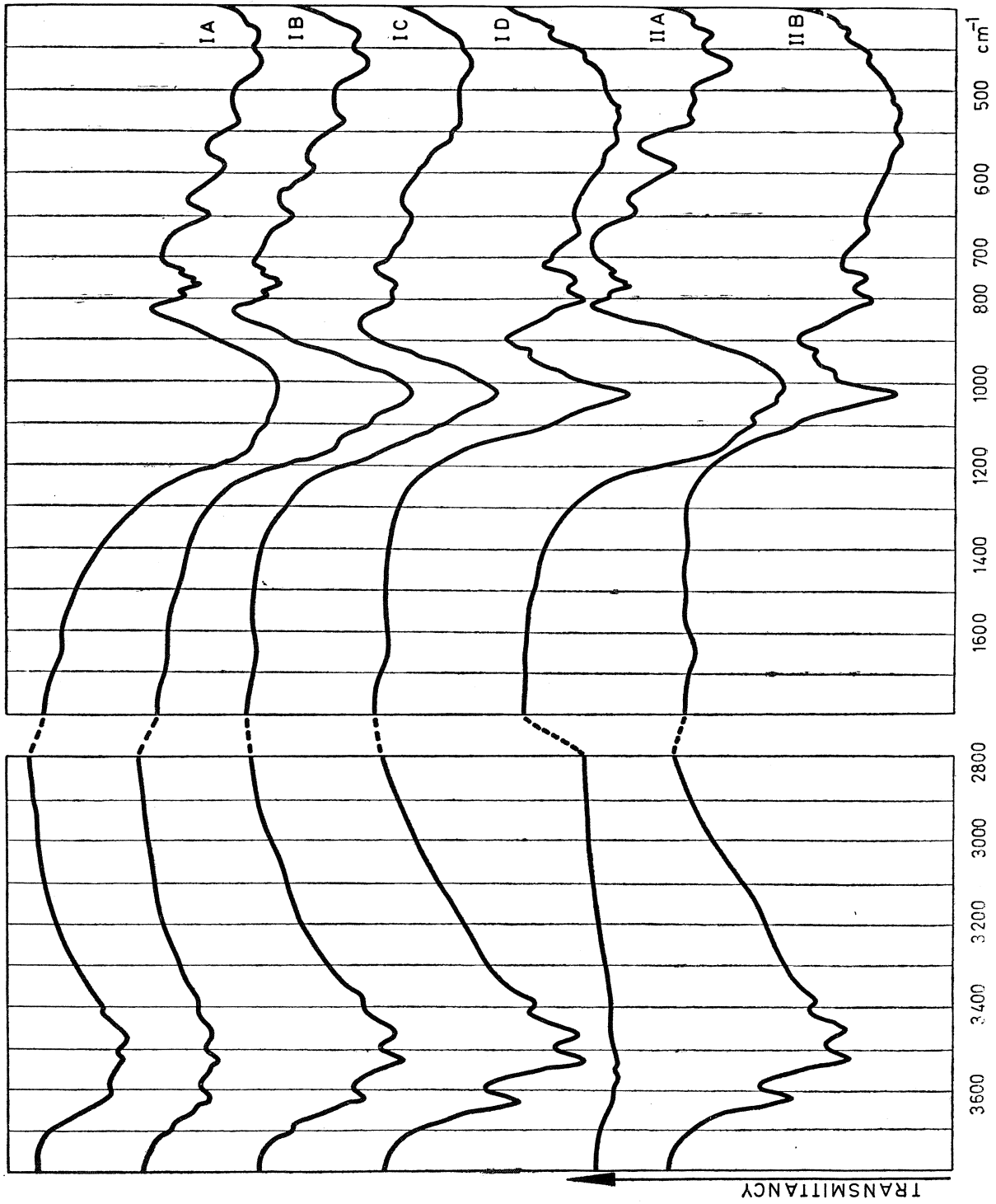


Fig. 2. Widma absorpcyjne w podczerwieni dla poszczególnych stadiów boksytyzacji mikrodiorytów
Fig. 2. Spectres d'absorption en infra-rouge des stades différents de bauxitisation des microdiories

metodami rentgenograficznymi, z uwagi na dużą zbieżność w położeniu refleksów z andezynem. Ponadto metoda ta pozwala na identyfikację różnych odmian krystalicznych wodorotlenku glinu, które w badaniach mikroskopowych są nierozróżnialne.

Badania prowadzono przy zastosowaniu spektrofotometru UR-10 (Zeiss), stosując technikę pastylek sprasowanych z KBr. Widma absorpcyjne wykonano w zakresie liczb falowych 400—1800 i 2800—3800 cm^{-1} . Z uwagi na koincydencję pasm absorpcyjnych w zakresie 400—1800 cm^{-1} , które pochodzą od minerałów krzemianowych, badania te pozwalają śledzić zmienność zawartości w poszczególnych próbkach tylko podstawowych składników, to jest oligoklaz i hydrargilitu. Pasma absorpcyjne, charakterystyczne dla hydrargilitu leżą w zakresie 3300—3700 cm^{-1} , a więc poza rejonem, w którym znajdują się maksima, związane z obecnością oligoklaz.

Strefa A próbki 1 wykazuje w zakresie 400—1800 cm^{-1} szereg maksimum absorpcyjnych, z których wszystkie odpowiadają drganiom w obrębie sieci krystalicznej oligoklaz. Są to pasma: 430, 470, 538, 593, 650, 730, 750, 765, 792, 1100 i 1160 cm^{-1} .

Spektrogramy wykonane dla pozostałych stref próbki 1 (strefy B—D) wykazują systematyczne zanikanie pasm absorpcyjnych hydrargilitu. Zmienność tę oddają dobrze spektrogramy, zamieszczone na fig. 2 (1A—1D).

Widmo absorpcyjne strefy B próbki 1 wskazuje na wzrost zawartości hydrargilitu w stosunku do strefy A, co objawia się zwiększeniem najbardziej charakterystycznych maksimum dla tego minerału w pasmach 3390, 3455, 3530 i 3625 cm^{-1} . Ponadto w zakresie 400—1800 cm^{-1} obecność pasm hydrargilitu w koincydencji z maksimum absorpcji oligoklaz powoduje podwyższenie absorpcji głównie przy 1020 cm^{-1} .

Jak wynika ze spektrogramu strefy C próbki 1 (1 C), hydrargilit jest dominującym składnikiem tej próbki, a pasma oligoklaz wpływają tylko modyfikująco na widmo, powodując wytworzenie szerokiego pasma absorpcyjnego w zakresie 850—1200 cm^{-1} .

Spektrogram strefy D próbki 1 (1 D) odpowiada widmu absorpcyjnemu prawie czystego hydrargilitu, gdyż wszystkie pasma absorpcyjne pochodzą od tego minerału. Są to pasma: 425, 450, 530, 560, 585, 665, 745, 800, 920, 975, 1025, 3390, 3455, 3530 i 3620 cm^{-1} .

Krzywe absorpcji, zarejestrowane dla stref A i B próbki 2 (2 A i 2 B) o strukturze mikrokrystalicznej odpowiadają prawie dokładnie spektrogramom stref A i D próbki 1 (1 A i 1 D).

Widmo absorpcyjne strefy A próbki 2 wykazuje, że dominującym składnikiem jest oligoklaz. Wzmocnienie pasm w zakresie 400—510 cm^{-1} oraz 880 i 1090 cm^{-1} wiąże się zapewne z obecnością augitu, którego najmocniejsze pasma przypadają na zakres 470, 551, 870, 985 i 1080 cm^{-1} .

Spektrogram 2 B jest prawie analogiczny z widmem 1 D (fig. 2), co potwierdza wyniki badań rentgenograficznych, że dominującym składnikiem tej próbki jest hydrargilit.

W świetle powyższych danych analiza spektrofotometryczna w podczerwieni jest metodą badawczą, znajdującą duże zastosowanie przy badaniach tego typu skał. Pozwoliła ona jednoznacznie potwierdzić różny sposób boksytyzacji badanych skał, a zestawienie szeregu widm absorpcyjnych badanych próbek uwypukla jednakowo w obu przypadkach kierunek zachodzącego procesu boksytyzacji.

ANALIZA TERMICZNA — RÓŻNICOWA

Wykonane dodatkowo badania fazowe przy zastosowaniu analizy termicznej dla próbek boksytu (strefa D próbki 1 i strefa B próbki 2) wykazują obecność efektów, charakterystycznych dla hydrargilitu. Są to: silny efekt endotermiczny w temperaturze 340°C i drugi, słaby efekt endotermiczny w temperaturze 540°C. Pozostaje to w zgodzie z danymi z literatury (A. Langier-Kuźniarowa, 1967).

GENEZA BOKSYTU Z TABOUNA

Poglądy autorów współczesnych
na temat genezy boksytów

Na temat genezy boksytów istnieje cały szereg teorii, które doczekały się już systematyzacji (G. I. Buszynski, 1966). Większość autorów uważa, że warunkiem powstawania boksytu jest wilgotny klimat strefy tropikalnej. Dosyć odosobniony wydaje się pogląd V. T. Allena (1960), że do tworzenia się boksytu nie jest potrzebny klimat tropikalny lub subtropikalny. Autorowi nie są znane przykłady tworzenia się typowych boksytów w warunkach klimatu umiarkowanego. Opisany przez autorów amerykańskich przykład procesu chemicznego osadzania wodorotlenków glinu w stanie Colorado (P. K. Theobald et al. 1963) przez wytrącanie z kwaśnych wód siarczanowych o pH 3.5—4.4 nie jest typowy dla boksytizacji. W efekcie nie powstaje tam boksyt, lecz mieszanina wodorotlenków i siarczanów glinu, różniąca się od typowych boksytów brakiem tytanu. Jest to przypadek dosyć nietypowy i nie stanowi dowodu na możliwość powstawania złóż boksytowych w klimacie umiarkowanym.

Zdaniem H. R. Hosego (1960) warunkiem boksytizacji jest obecność peneplen i płaskich form ziemskiej powierzchni, takich jak kopuły czy płaskowyże, a także przemienne następowanie pór suchych i pór deszczowych w warunkach tropikalnego klimatu.

B. M. Michajłow (1966) zwraca uwagę na rolę reliefu w powstawaniu boksytów i stwierdza, że boksyty powstałe w warunkach rozczłonkowanego reliefu nie zawierają na ogół w swym składzie minerałów ilastych. W warunkach równinnego reliefu, a także w błotnistych nizinach i dolinach rzek tworzą się inne typy skorupy wietrzeniowej, jak kaolinowa, krzemionkowa, żelazista itp., nie zawierające w większych ilościach wolnych wodorotlenków glinu.

Na peneplenach i w dolinach rzek możliwe jest stwierdzone przez J. P. Lajoinie i M. Bonifasa (1961) wtórne przechodzenie boksytu w glinki kaolinowe. Jest to konsekwencją obniżonego pH poniżej najniższego w porze suchej zwierciadła wód gruntowych.

W ramach problematyki genetycznej boksytów dużo dyskusji budzi sposób ich powstawania. Znaczna część badaczy, jak E. C. Harder (1952), M. Stas (1959), M. J. Goldman (1955), J. P. Lajoinie i M. Bonifas (1961), J. Stephen (1963) i B. M. Michajłow (1966), uważa, że boksyty powstają ze skały macierzystej bez udziału pośredniego stadium minerałów ilastych. Stadium takie na terenie Gwinei stwierdził J. Sabot (1954), nie podał on jednak dokładnego profilu odsłoneń i być może wziął zmiany późniejsze (resylikację) za proces pierwotny. Poza nim stadium tego nie zaobserwował żaden z cytowanych autorów, opisujących boksyty afrykańskie. T. F. Bates (1962) stwierdził w potokach

lawowych Honolulu, że desylikacja skaleni prowadzi tam do powstania haloizytu, który dopiero przechodzi w hydrargilit. Bardzo możliwe, że ten specyficzny typ wietrzenia jest wywołany w opisywanym przypadku nakładaniem się boksytyzacji na powulkaniczne procesy hydrotermalne.

E. C. Harder (1952), M. J. Goldman (1955) i V. T. Allen (1952) stwierdzili istnienie strefy kaolinowej na kontakcie sjenitów nefelinowych z Arkansas (USA) z boksytami. Dwaj pierwsi badacze uważają, że strefa kaolinowa jest genetycznie młodsza od boksytu i powstała w innych warunkach klimatycznych. V. T. Allen (1952), uważa, że desylikacja skaleni ze skał macierzystych zachodzi zawsze w dwóch etapach, przy czym w pierwszym tworzą się minerały ilaste, jak kaolinit, haloizyt, nontronit, a potem uchodzi z nich krzemionka i tworzy się hydrargilit, bemit i diaspor. Zauważone przez V. T. Allena (1952) w rejonie boksytowym Georgii (USA) tak zwane kaolinity komórkowe o strukturze odziedziczonej po hydrargilicie mogą wskazywać na genezę opisywanych przezeń minerałów ilastych w drodze resylikacji hydrargilitu.

R. Wollast (1960) na podstawie badań eksperymentalnych stwierdza, że proste przejście skały macierzystej w hydrargilit jest możliwe przy pH wyższym od 7, natomiast przy niższych pH skała przekształca się w kaolinit. Wraz z podwyższeniem pH obniża się w roztworze koncentracja SiO_4H_4 i możliwe jest przechodzenie kaolinitu w hydrargilit. Istnieje zatem teoretyczna możliwość stadium minerałów ilastych w procesie boksytyzacji, przy założeniu zmienności pH.

Wielu autorów zajmuje się chemizmem boksytów. E. C. Harder (1952) stwierdza, że zawartość getytu w boksytach zależy od składu chemicznego skały poddanej boksytyzacji. Najmniej getytu jest w boksytach, będących produktem boksytyzacji kwaśnych skał magmowych, o dużej zawartości krzemionki. W. M. Fridland (1964) podaje, że żelazo jest częściowo odprowadzane z boksytów, gdyż jest bardziej ruchliwe od glinu, a minerały pierwotne, zawierające żelazo szczególnie łatwo wietrzeją. B. M. Michajłow (1966) zauważa, że niekiedy wietrzenie minerałów femicznych może być na pewien czas wstrzymane, na skutek utworzenia się powłoczki ochronnej getytu wokół osobników piroksenów i wówczas istnieje możliwość nieco powolniejszego odprowadzania żelaza ze skały. Tego typu przejawy opisuje B. M. Michajłow (1966) dla dolerytów, których produkty wietrzenia mają ponad 25% Fe_2O_3 . Typowa dla boksytów jest też wysoka zawartość tytanu.

Zdaniem H. R. Hose (1960) hydrargilit tworzy się z glinokrzemianów alkalicznych w procesie wietrzenia bezpośredniego lub w rezultacie desylikacji uwodnionych glinokrzemianów. Z drugiej strony, rozpowszechnione w boksytach węgierskich minerały ilaste (Gy. Bardossy, 1966), są, jak się zdaje, produktem resylikacji hydrargilitu.

Zdaniem W. M. Fridlanda (1964) boksytyzacja skał magmowych zachodzi w rejonach tropikalnych bez naruszenia struktury. Sprzyja jej dostatecznie duża porowatość skał, taka, by ułatwiła przepuszczanie i swobodną cyrkulację wodnych roztworów.

Uwagi o genezie boksytów na tle genezy boksytu z Tabouna

Przeprowadzone prace terenowe w powiązaniu z badaniami mineralogiczno-petrograficznymi wskazują na bezpośrednie przechodzenie mikrodiorytu w boksyt, złożony głównie z hydrargilitu, z pominięciem stadium

minerałów ilastych. Forma przejścia jest uzależniona od struktury skały macierzystej.

W przypadku skały o strukturze megakrystalicznej zmiany składu mineralnego postępują stopniowo i można wyróżnić stadia przejść od skały niezwiertzałej do boksytu, natomiast w przypadku skały o strukturze mikrokrystalicznej strefa przejściowa jest zredukowana prawie do zera i powstaje ostra granica między skałą magmową a boksytem.

Mimo że przejawy boksytyzacji występują w obrębie mikrodiorytów opisanego rejonu (górną część doliny Santy), nie obserwuje się tam poważniejszych wystąpień boksytu, związanych z mikrodiorytem. Przyczyny tego tkwią głównie w młodym stadium erozji, z czym związany jest niski stopień mechanicznego zwiertzenia skały. W połączeniu z niewielką liczbą spękań utrudnia to penetrację wodnych roztworów do wnętrza.

Skład mineralny skały raczej sprzyja boksytyzacji, gdyż głównym składnikiem jest stosunkowo łatwo rozkładalny oligoklaz, którego nierozpuszczalne pozostałości są bogate w glinę.

Niewysoka zawartość minerałów femicznych w skałe macierzystej warunkuje stosunkowo nieznaczną zawartość getytu w produktach rozkładu, na co wskazują rezultaty analizy spektrofotometrycznej w podczerwieni. Również na nikłość zawartości getytu może mieć wpływ większa ruchliwość żelaza od glinu w procesie boksytyzacji (E. C. H a r d e r, 1952).

Boksytyzacja mikrodiorytu z Tabouna zachodzi bez naruszenia struktury w warunkach typowego dla tarczy liberyjskiej ciepłego, wilgotnego, tropikalnego klimatu. Boksytyzacja w strefach przypowierzchniowych zaczyna się od rozpadu na bloki, które — podobnie jak w przypadku opisywanym przez M. B o n i f a s a (1959) — wietrzeją koncentrycznie. Stopniowe przechodzenie oligoklazu w hydrargilit przypomina analogiczny proces wietrzenia plagioklazów w dolerytach doliny rzeki Konkouré (M. B o n i f a s, 1959). Również słaba podatność amfibolu na wietrzenie boksytowe jest zgodna z danymi M. B o n i f a s a.

Własne badania i obserwacje terenowe skłaniają autora do opowiedzenia się za laterytową koncepcją genezy boksytów. Boksytyzacja w dolnych częściach profili zachodzi bez naruszenia struktury. Struktura skały macierzystej zaciera się dopiero w strefie przypowierzchniowej „cuirase”. W dolinach rzek, zwłaszcza w ich dolnym biegu, autor obserwował bardziej żelaziste lateryty, o psefitowej, brekcjowej lub pizolitowej strukturze. Świadczy to o możliwości przenoszenia przez wody bieżące boksytów albo laterytów, względnie o laterytyzacji aluwii.

W znanych odkrywkach boksytu nie udało się autorowi stwierdzić obecności strefy kaolinitowej między skałą nie zmienioną a boksytem. Nie próbując szerokich uogólnień autor nie ma zamiaru kwestionować możliwości istnienia stadium minerałów ilastych, poprzedzającego boksytyzację, gdyż taka możliwość teoretycznie istnieje, jednak stadium to, którego istnienie stwierdzono na Hawajach w tym przypadku nie występuje. Brak tego stadium w warunkach naturalnych w przypadku większości złóż boksytu, można tłumaczyć wysokim pH, panującym na kontakcie skały macierzystej z boksytem w ciągu całego procesu boksytyzacji. Obniżenie pH występuje poniżej poziomu wód gruntowych. Koncentruje się tu lokalnie ługowana ze skał krzemionka, która reagując z hydrargilem może dać początek wtórnym kaolinitom.

Rozpowszechniony jest w podręcznikach schematyczny przekrój przez złożę boksytu typu lateryticznego, gdzie powyżej nie rozłożonego podłoża występuje skała zwiertzała ze skaolinizowanymi skaleniami lub skała

skaolinizowana, grubości 5—10 metrów. Wyżej wyróżnia się warstwę litomargi, to jest skrzemionkowanej, zwietrzałej skały, występująca na granicy najniższego stanu zwierciadła wód gruntowych o grubości 0.1—1.0 m. Nad litomargą wydziela się lateryt z gniazdami boksytu i czapę żelazną. Przekrój ten nie wydaje się typowy dla złóż boksytu opisywanego typu. Wyróżnione tam strefy skały skaolinizowanej i litomargi powstają jako wynik nakładania się nie zawsze występujących, genetycznie młodszych od boksytacji procesów kaolinizacji i sylifikacji na proces boksytacji. Przekrój ten sugeruje istnienie stadium kaolinowego poprzedzającego boksytację, co nie jest słuszne w przypadku boksytów opisywanych przez autora.

Porównanie z innymi złożami

Pewne analogie do boksytów gwinejskich wykazują boksyty wietnamskie, gdzie według W. M. Fridlanda (1964) skała wyjściowa przechodzi stopniowo w strefę rozpadu i ługowania, odpowiadającą strefie ługowania boksytów gwinejskich. Następnie wyróżnia się tam strefę „plamistą”, gdzie występuje utlenienie żelaza i horyzont akumulacji laterytu, odpowiadający strefie „cuirase”. Wietrzenie bazaltu z Wiń-Liń (prowincja Kuang-Bin) przypomina wietrzenie mikrodiorytu z Tabouna. Przejście od niezwiertzałego bazaltu do jednorodnego, dosyć pulchnego laterytu ma tam miejsce poprzez wąską strefę odbarwionych, pulchnych, zwietrzałych fragmentów skały (W. M. Fridland, 1964).

Wnioski

1. Boksytacja mikrodiorytu z Tabouna jest przykładem boksytacji skały alkaliczno-wapiennej, stosunkowo ubogiej w żelazo, a bogatej w glinę.

2. Proces boksytacji powoduje stopniowe przejście mikrodiorytu w boksyt hydrargilitowy z nieznaczną domieszką getytu.

3. W skałach o strukturze megakrystalicznej zauważa się strefowość zmian boksytowych, natomiast w skałach o strukturze mikrokrystalicznej kontakt skały nie zmienionej ze skałą boksytową jest silnie zaznaczony. W obu przypadkach strefa przejściowa nie jest szeroka. Wskazuje to zgodnie na zależność przebiegu procesu boksytacji od struktury skały macierzystej.

4. Przejście mikrodiorytu w boksyt następuje bez pośrednictwa stadium minerałów ilastych. W żadnym z obserwowanych przez autora punktów stadium tego nie udało się stwierdzić.

5. Zgodnie z danymi z literatury (J. P. Lajoinie i M. Bonifas, 1961) kaolinizacja następuje w złożach boksytów powstałych z dolerytów bliskich składem mineralnym i genezą mikrodiorytom z Tabouna już po zakończeniu procesu boksytacji w warunkach obniżonego pH. Tego typu kaolinizacji można się spodziewać w rejonie Tabouna.

Przegląd odnośnej literatury wskazuje na dużą rolę dolerytów i innych skał o strukturze hipidiomorficzno-ziarnistej, jak na przykład mikrodioryty w genezie złóż boksytu. Niska zawartość kwarcu w tych skałach decyduje o ich znaczeniu jako skały macierzystej dla boksytu. W związku z tym jest celowe prowadzenie poszukiwań boksytów w strefach wietrzenia tropikalnego tego typu skał.

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

- Allen V.T. (1952), Petrographic relations in some typical bauxite and diasporite deposits. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, nr 63.
- Allen V.T. (1960), Comparison of bauxite deposits of Europe with those in the USA. Report of the 21 Session Norden, Part XVI.
- Bardossy Gy. (1966), Les Minéraux hydrosilicates (argileux) de la bauxite. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.*, 10, 3—4.
- Bates T.F. (1962), Halloysite and gibbsite formation in Hawaii. Clays and Clay Minerals, 9. Proceedings of the 9 nation. conf. on clays and clay minerals, Pergamon Press.
- Bonifas M. (1959), Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mémoires du Serv. de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine*, nr 17.
- Bushinskij G.I. — Бушинский Г.И. (1966), Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.). Генезис бокситов, Москва.
- Chermette A. (1949), La bauxite dans la chaîne du Niandan Banié (Haute Guinée). *Chron. Min. Col.* 17, 161.
- Chermette A. (mai 1956), Le Manganèse dans la région de Kindia. Arch. Dir. des Mines et de la Géol., Conakry (maszynopis).
- Chermette A. (mai 1956), Note sur les Anciens Travaux Miniers de Tabouna — Cercle de Kindia. Arch. Dir. des Mines et de la Géol., Conakry (maszynopis).
- Chételat E. de (1938), Le modelé lateritique en Guinée française, *Rev. Géogr. phys.* 11.
- Chételat E. de (1946), Notice explicative sur la feuille Kindia Ouest. Carte géol. au 1/500 000. Direct. des Mines, Dakar.
- Delaire L., Renaud Z. (1955), Notice explicative sur la feuille Conakry Ouest, Afrique Occidentale Fr. Carte géol. au 1/500 000. Direct. des Mines, Dakar.
- Eichenberger J. (mai 1952), La bauxite en Guinée Française. *Rev. Industr. Min.* 33, nr 580.
- Fridland W.M. — Фридланд В.М. (1964), Почвы и коры выветривания влажных тропиков, Москва.
- Goldman M.J. (1955), Petrography of Bauxites Surrounding a Core Kaolinized Nepheline Syenite in Arkansas. *Econ. Geol.*, 50, nr 6.
- Goloubinow R. (1938), Les bauxites de Tougué, French West Africa. *Bull. Serv. Min.* nr 1.
- Goretskij Ju.K. — Горецкий Ю.К. (1958), Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. Бокситы их минералогия и генезис, Москва.
- Goretskij Ju.K., Terenteva K.F., Pasova F.G. — Горецкий Ю.К., Терентева К.Ф., Пасова Ф.Г. (1963), О бокситах некоторых месторождений Гвинейской Республики. Мин. Сырье, вып. 7.
- Harder E.C. (1952), Examples of bauxite deposits illustrating variations in origin. Problems of Clay and Laterite Genesis Symposium, A.I.M.M.E. Inc.
- Hose H.R. (1960), The genesis of bauxites, the ores of aluminium. Report of the 21 Session Norden, part XVI.
- Johannsen A. (1952), A descriptive petrography of the igneous rocks, 2., Chicago.
- Julian E. (1929), Rapport provisoire sur les gisements de manganese et de pyrite du Cercle du Kindia. Arch. Dir. des Mines et de la Géol., Conakry (maszynopis).
- Krajewski R., Smulikowski K. et al. (1964), Zarys nauki o złożach kopaliny użytecznych, Warszawa.
- Lacroix de A. (1913), Les latérites de la Guinée et les produits d'alteration qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. ser.* 5, 5, 2.

- Lajoinie J.P., Bonifas M. (1961), Les dolerites du Konkouré et leur altération lateritique (Guinée, Afrique Occidentale). *Bull. Bureau Rech. Géol. Minières*, nr 2.
- Lamotte M., Rougerie G. (1961), Les niveaux d'érosion intérieurs dans l'Ouest Africain. *Res. Africaines* nr 4.
- Langier-Kuźniarowa A. (1967), Termogramy mineralów, Warszawa.
- Leneuf N. (1959), L'altération des granites calco-alkalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés, ORSTOM.
- Maignien R., (1958), Le cuirassement des Sols en Guinée, Afrique Occidentale. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine* nr 16.
- Михайлов В.М. — Михайлов Б.М. (1964), К вопросу о роли растительного покрова при laterитном выветривании в горных районах Либерийского щита. Докл. АН. СССР, Т. 157, Нр. 4.
- Михайлов В.М. — Михайлов Б.М. (1966), Бокситы западных районов Либерийского щита. Генезис бокситов. Москва.
- Morawiecki A. (1960), Budowa geologiczna i bogactwa mineralne Gwinei. *Prz. geol.* nr 4.
- Morawiecki A. (1965), Boksyty gwinejskie. *Inst. Geol. Geologia za granicą* 2 (22), R. VI.
- Morawiecki A. (1967a), Uwagi o złożu rud żelaza „Conakry” na półwyspie Kauloum. *Inst. Geol. Geologia za granicą* 3 (31). R. VIII.
- Morawiecki A. (1967b), Uwagi o złożu rud żelaza Yamboyeli w Republice Gwinejskiej. *Inst. Geol. Geologia za granicą* 3 (31). R. VIII.
- Pollett J.D. (1951), The geology and mineral resources of Sierra Leone. *Col. Geol. Miner.* 2, nr 1.
- Renaud L., Delaire L., Lajoinie J.P. (1959), Notice explicative sur la feuille Kindia Est. Carte géologique au 1/500 000. S.G.P.M., Dakar.
- Rozin M.S. — Розин М.С. (1962), Гвинейская республика. Справочник по минеральным ресурсам, Москва.
- Sabot J. (1954), Les latérites. Congrès Géologique International. *Compt. Rendus de la XIX Session, Alger 1952. A.S.G.A. Deux. Partie.* 21.
- Sokolova G.N. — Соколова Г.Н. (1963), Бокситы. Минеральные ресурсы капиталистических стран. Ч. I, Москва.
- Stas M. (1959), Contribution à l'étude géologique et minéralogique du Nord—Est Mayumbe. *Acad. Roy. Sc. Colon. Bull. Séances. N.S.T.V.*, 2.
- Stephen J. (1963), Bauxite weathering at Mount Zomba, Nyasaland. *Clay minerals bulletin*, 5, nr 29.
- Theobald P.K., Lakin H.W., Hawkins D.B. (1963), The precipitation of aluminium, iron and manganese at the junction of Deer Creek with the Snake River in Summit Country, Colorado. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, nr 2.
- Wollast R., (1960), Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas- Congo. *Bull. séances Académie Roy. Sc. d'Outre-mer*, 7, nr 3.

RÉSUMÉ

L'auteur décrit les phénomènes de bauxitisation dans les environs du village de Tabouna (République de Guinée). Il est apparu que la bauxitisation se produit de façon différente dans les roches à structure mégacristalline que dans les roches à structure microcristalline. La dépendance du mode de bauxitisation de la structure consiste en ce que la zone de passage entre la roche non altérée et la bauxite est plus large dans les

roches mégacristallines. Dans les roches microcristallines, la largeur de la zone de passage est très petite. Des recherches microscopiques, radiographiques, spectrophotométriques en infra-rouge et thermiques, ont permis d'établir le caractère du procès de bauxitisation. On a établi le manque du stade des minéraux argileux au cours du changement de la microdiorite en bauxite hydrargileuse.

L'étude présente est une contribution à la connaissance du procès de bauxitisation. Les échantillons ont été collectionnés au cours des recherches faites par une équipe de géologues polonais en Guinée. Tous les échantillons proviennent de la partie supérieure de la vallée de la rivière Santa, au sud du village de Tabouna, région administrative de Kindia (fig. 1).

La présence de roches magmatiques sombres à Tabouna fut d'abord mentionnée par E. Julian (1929), puis par Chermette (1956a, b). La bauxitisation et la latéritisation des dolérites dans la région de Kindia a été décrite par E. de Chételat (1938), L. Delaire et al., (1955) et L. Renaud et al. (1959). Sur les bauxites de Guinée écrivaient A. Lacroix (1913), R. Goloubinov (1938), M. S. Rozin (1952), B. M. Michajłow (1964, 1966), E. de Chételat (1946), G. N. Sokołowa (1963), A. Chermette (1949), J. Eichénberger (1952), M. Lamotte et G. Rougerie (1961), Ju. K. Gorecki et al. (1963), et d'autres auteurs, concernent les bauxites de Guinée. Des recherches minéralogiques et pétrographiques concernant les bauxites de Guinée ont été exécutées par R. Maignien (1958), M. Bonifas (1959), J. P. Lajoinie et M. Bonifas (1961), B. M. Michajłow (1966), et par A. Morawiecki (1965).

Il y a deux principaux structure des microdiorites. Outre les roches à structure mégacristalline (Pl. XXII, Fig. 1) il y a des veines et des inclusion des roches d'une composition minérale rapprochée, mais possédant une structure porphyritique ou bien microcristalline (Pl. XXII, Fig. 2). La bauxitisation se produit de façon différente dans les roches à structure mégacristalline (ophitique passant en poikilophtique, intergranulaire et panallotriomorphique), que dans les roches à structure microcristalline. Dans les échantillons des roches à structure mégacristalline (échantillon No. 1) on peut distinguer quatre zones de transformations bauxitiques (zones A, B, C, et D — Pl. XXII, Fig. 1). La zone non altérée (zone A) passe, par l'intermédiaire de la roche décolorée (zone B) et de la roche à structure originelle encore préservée mais d'une couleur vermillon (zone C), en bauxite rouge cerise (zone D). Dans les roches à structure microcristalline (échantillon No. 2) le contact entre la roche magmatique non altérée et la bauxite est très indistinct (Pl. XXII, Fig. 2, zones A et B).

Au microscope, la zone A de l'échantillon No. 1 (Pl. XXIII, Fig. 1) apparaît comme une roche à structure ophitique passant en poikilophtique, intergranulaire et panallotriomorphique, à texture incolore. La roche est composée d'oligoclase ($Ab_{78}An_{22}$ -), d'augite diopsidique uralite, biotite, chlorite, quartz, et minéraux non transparents (principalement magnétite). L'analyse planimétrique a révélé 53% d'oligoclase, 16% d'uralite, 4% de piroxène, 14% de biotite, 7% de chlorite, 4% de minéraux non transparents, et 4% de quartz. La composition minérale permet de placer la roche dans la famille de diorite (symbole 2212 de A. Johansen, 1952). Dans la zone B de l'échantillon No. 1 (Pl. XXIII, Fig. 2), les plagioclases sont décomposés d'une manière avancé et passent en hydrargillite. Les fissures dans la

roche sont remplies par un mélange de chlorite et d'oxydes de fer hydratés. Dans la zone C de l'échantillon No. 1 (Pl. XXIII, Fig. 3), l'espace occupé précédemment par les plaques d'oligoclase, est rempli d'hydrargillite, et les minéraux fémiques passent en goethite. La zone D de l'échantillon No. 1 (Pl. XXIII, Fig. 4) est composée de bauxite avec une petite addition d'oxydes de fer hydratés. En lame mince, la zone A de l'échantillon No. 2 (Pl. XXIII, Fig. 5) est caractérisée par une structure porphyritique, et la composition minérale est rapprochée de celle de la zone A de l'échantillon No. 1. La zone B de l'échantillon No. 2 (Pl. XXIII, Fig. 6) est composée de bauxite qui est un mélange d'oxydes hydratés d'aluminium, de fer, et de minéraux non transparents.

Afin de déterminer plus exactement la composition minérale de nos échantillons, on a exécuté des diffractogrammes de Roentgen de chaque zone de bauxitisation en employant un diffractomètre du type TUR M61 pourvu d'une anticatode Co. L'intensité de réflexes a été exprimée à l'aide d'une échelle de 1 à 100, la valeur de 100 indiquant les réflexes les plus forts.

Les résultats des recherches radiographiques sont montrés au Tableau 1. Les échantillons des microdiorites à structure mégacristalline subissent une variabilité ordonnée qui consiste en disparition graduelle, dirigée de la zone A vers la zone D, de l'élément principal de la roche originelle, à savoir, de l'oligoclase qui est remplacé par une quantité croissante d'hydrargillite. Les recherches radiographiques ont confirmé la présence dans la zone A de l'échantillon No. 1 des minéraux accessoires, tels que piroxène, uralite, biotite, chlorite, magnétite, hydrargillite et goethite. Dans la zone B de l'échantillon No. 1 la quantité d'hydrargillite augmente. On peut expliquer la valeur trop élevée du réflexe 3.34 Å par une coïncidence des maxima dus à l'hydrargillite (3.35 Å) et à quartz (3.34 Å). La composition minérale de la zone C de l'échantillon No. 1 est très différente de celle de la roche originelle, ce qui est exprimé par la quantité peu élevée d'oligoclase, l'élément essentiel étant l'hydrargillite. On a trouvé aussi des réflexes caractérisant le quartz, le chlorite, et le goethite. Dans la zone D de l'échantillon No. 1 l'oligoclase est déjà absent, et il y prédomine l'hydrargillite, accompagné de goethite, de chlorite, et de quantités peu élevées de quartz.

La zone A de l'échantillon No. 2, à structure microcristalline, se rapproche beaucoup, par sa composition minérale, de la zone A de l'échantillon No. 1. Dans la zone B de l'échantillon No. 2, l'élément principal est l'hydrargillite avec une petite addition de goethite et de lépidocrocite.

Les recherches radiographiques des minéraux non transparents isolés dans des liquides lourds ont révélé la présence de magnétite, de pirotine et de chromite.

Les recherches spectrophotométriques en infra-rouge ont été exécutées par M. J. Fijał à qui l'auteur voudrais exprimer ici sa cordiale gratitude. Le spectromètre UR-10 (Zeiss) a été employé.

La zone A de l'échantillon No. 1 (Fig. 2, I A) révèle, dans les limites 400—1800 cm^{-1} , plusieurs maxima d'absorption, qui correspondent tous aux vibrations du réseau cristallin de l'oligoclase, à savoir, les raies 430, 470, 538, 593, 650, 730, 750, 765, 792, 1100, et 1160 cm^{-1} . Les spectrogrammes obtenus pour les autres zones de l'échantillon No. 1 (zones B—D) révèlent une disparition systématique des raies d'absorption de l'oligoclase (Fig. 2, I B—I D). Dans le spectrogramme de la zone D de l'échantillon No. 1, les raies d'absorption de l'oligoclase manquent. Ce spectrogramme

correspond au spectre d'absorption de l'hydrargillite presque pur, toutes les raies d'absorption étant dues à ce minéral. Ce sont les raies suivantes: 425, 450, 530, 560, 585, 665, 745, 800, 920, 975, 1025, 3390, 3455, 3530 et 3620 cm^{-1} .

L'analyse thermique différentielle a révélé, dans la zone D de l'échantillon No. 1 et dans la zone B de l'échantillon No. 2, un fort effet endothermique à 340°C, et un autre, moins élevé, à 540°C. De tels effets sont caractéristiques pour l'hydrargillite (A. Langier-Kuźniarowa, 1967).

Des recherches géologiques, liées à des recherches minéralogiques et pétrographiques, indiquent que la microdiorite passe directement en bauxite, composée surtout d'hydrargillite, ne passant pas par le stade de minéraux argileux. Le type de transformation dépend de la structure de la roche originelle. Quant aux roches à structure mégacristalline, les changements de la composition minérale sont graduels et il est possible de distinguer les stades de transition de la roche fraîche à la bauxite; quant aux roches à structure microcristalline, la largeur de la zone de transition est réduite presque du zéro, et il y a une limite nette entre la roche fraîche et la bauxite. La composition minérale est plutôt favorable à la bauxitisation parce que l'élément le plus important est l'oligoclase qui se décompose facilement et dont les résidus insolubles sont riches en aluminium. La bauxitisation a lieu sans changer la structure originelle, dans le climat équatorial (soudanais).

Les recherches faites par l'auteur lui même et ses observations géologiques lui ont suggéré une origine latéritique des bauxites. Dans les vallées des rivières, surtout dans leur cours inférieur, l'auteur a observé des latérites plus ferrugineuses, à structure pséphitique, bréchoïde, ou bien pisolitique. Donc, il paraît possible qu'il y eût un transport fluvial des bauxites ou des latérites, ou bien qu'il y eût une latéritisation des alluvions.

Dans les affleurements des bauxites examinés par l'auteur, on n'a pas réussi à trouver une zone kaolinitique située entre la roche fraîche et la bauxite. L'auteur ne voudrait pas avancer des généralisations très étendues et nier la possibilité d'existence d'une stade de minéraux argileux qui est théoriquement admissible et dont l'existence a été constatée à Hawaii. Mais ce stade n'existe pas dans la région qui nous intéresse. L'absence du stade de minéraux argileux dans la plupart des gisements de bauxite peut être expliquée par des valeurs élevées de pH à la limite de la roche originelle et de la bauxite au cours du procès entier de bauxitisation. Les valeurs de pH diminuent au-dessous de la surface supérieure d'eau souterraine où il y a une concentration de silice qui, en réagissant avec l'hydrargillite, peut donner origine à des kaolinites secondaires.

Résultats des recherches

1. Les changements subis par la microdiorite de Tabouna sont un exemple de bauxitisation d'une roche alcaline calcaire, relativement pauvre en fer et riche en aluminium.

2. La bauxitisation consiste dans un passage graduel de la microdiorite en bauxite hydrargileuse avec une petite addition de goéthite.

3. Dans les roches à structure mégacristalline on voit des zones de bauxitisation, mais dans les roches à structure microcristalline le passage

de la roche fraîche en bauxite est abrupt. Dans l'un et dans l'autre cas, la zone de passage n'est pas large. Cela indique que le procès de bauxitisation dépend de la structure de la roche originelle.

4. Le passage de la microdiorite en bauxite se produit sans l'intermédiaire du stade de minéraux argileux; ce stade était absent de tous les affleurements étudiés par l'auteur.

5. Selon les données publiées (J. P. Lajoinie et M. Bonifas, 1961), la kaolinisation se produit dans les gisements des bauxites provenant des dolérites dont la composition minérale et la genèse sont semblables à celles des microdiorites de Tabouna, après l'achèvement du procès de la bauxitisation, dans un milieu à un pH réduit. On pourrait espérer de trouver ce type de kaolinisation dans la région de Tabouna.

Conclusion

Les données publiées indiquent que le rôle de dolérites et d'autres roches à structure hypidiomorphique-granulaire, telles que microdiorites, comme originaire de bauxites, était important, ce qui est dû à la quantité peu élevée de quartz dans ces roches. Or, on peut espérer de trouver des gisements de bauxite dans les zone d'altération tropicale des roches de ce type.

*L'Institut de la Géologie Régionale
et des Gisements des Houillers
L'Académie des Mines et de Métallurgie
à Cracovie*

OBJAŚNIENIA TABLIC EXPLICATIONS DES PLANCHES

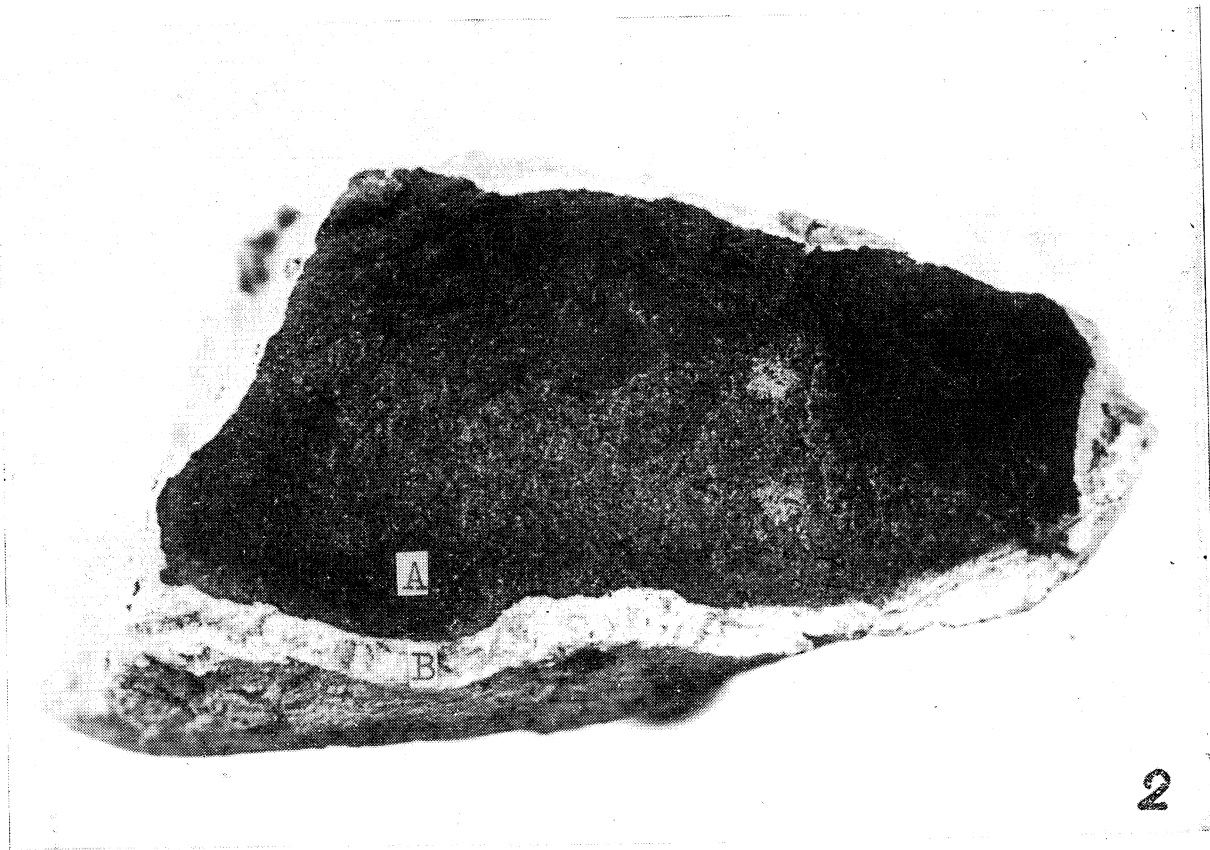
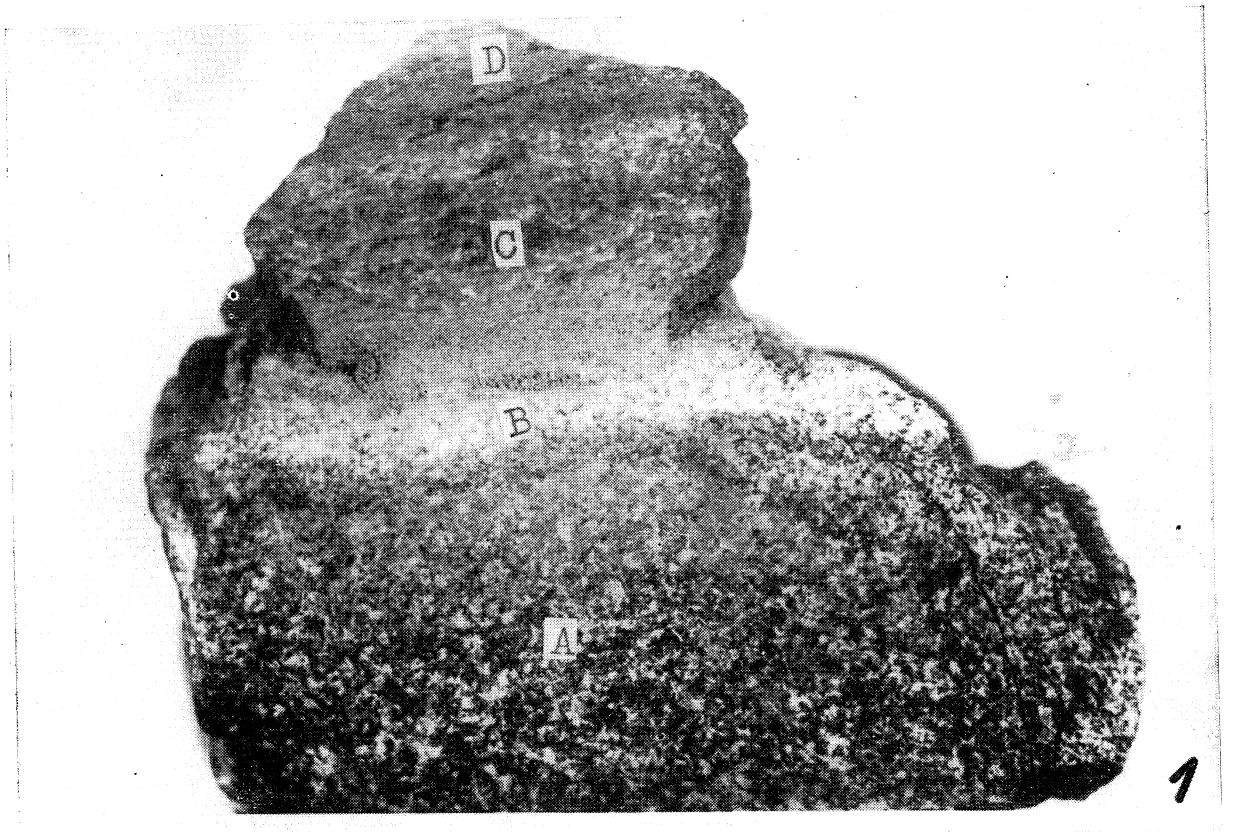
Tablica — Planche XXII

- Fig. 1. Mikrodioryt z Tabouna (próbka 1). Struktura megakrystaliczna. A — skała nie poddana w sposób widoczny megaskopowo wietrzeniu boksytowemu; B — strefa skały odbarwionej; C — strefa o zachowanej strukturze skały macierzystej, zabarwiona na kolor ceglasto-czerwony; D — wiśniowy boksyt o słabo zachowanej strukturze skały pierwotnej
- Fig. 1. Microdiorite de Tabouna (échantillon No. 1) à structure mégacristalline. A — roche paraissant non bauxitisée à l'oeil nu; B — zone de roche décolorée; C — zone à structure de la roche originelle encore préservée, de couleur vermillon; D — bauxite rouge cerise à structure de la roche originelle à peine préservée
- Fig. 2. Mikrodioryt z Tabouna (próbka 2). Struktura mikrokrystaliczna. A — skała bez wyraźnych oznak wietrzenia; B — żółtobrazowy boksyt
- Fig. 2. Microdiorite de Tabouna (échantillon No. 2) à structure microcristalline. A — roche apparemment non altérée; B — bauxite jaune foncé

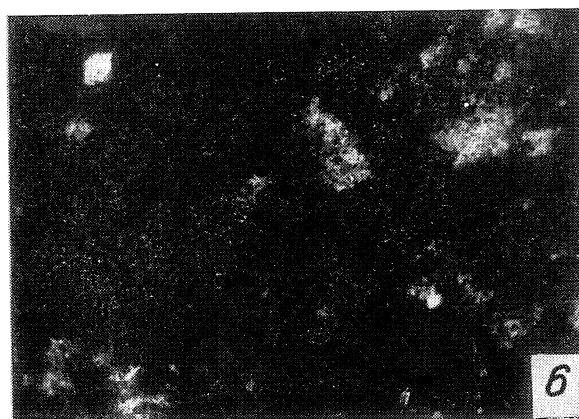
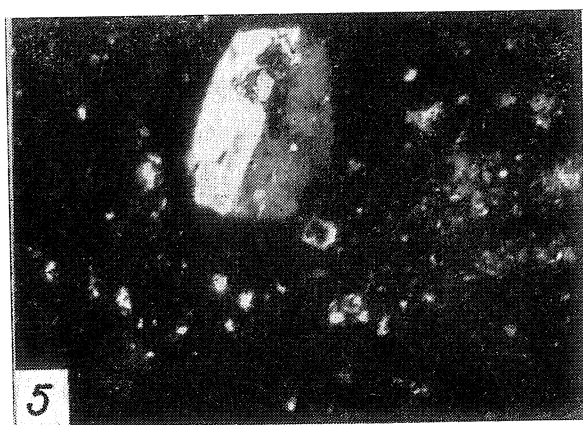
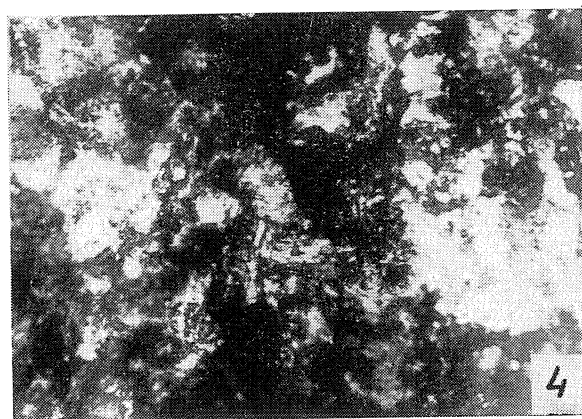
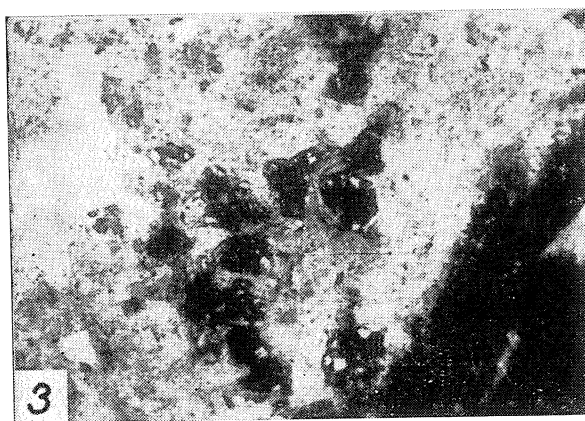
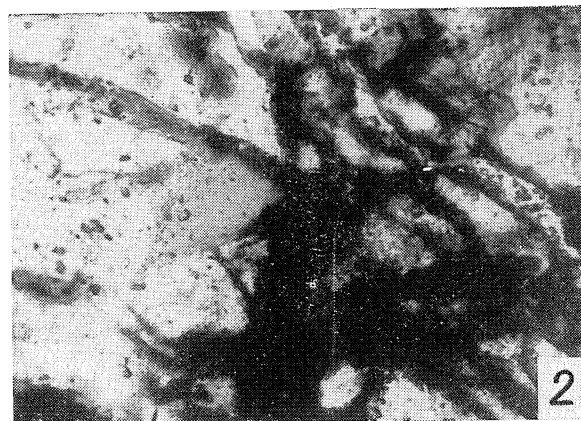
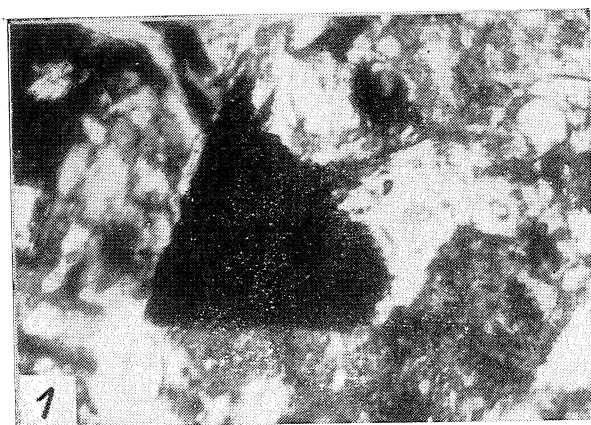
Tablica — Planche XXIII

- Fig. 1. Strefa A próbki 1. Mikrodioryt, złożony głównie z oligoklazu, przechodzącego w hydrargilit. Przestrzeń między żerdkami oligoklazu wypełnia magnetyt, podkreślając ofitową strukturę fragmentu skały

- Fig. 1. Zone A de l'échantillon No. 1. Microdiorite, principalement composée d'oligoclase, passant en hydrargilite. Les espaces entre les perchettes d'oligoclase sont remplis de magnétite, soulignant la structure ophitique du fragment
- Fig. 2. Strefa B próbki 1. Żyłki chlorytowo-getytowe (ciemne) w obrębie oligoklazu, przechodzącego w hydrargilit
- Fig. 2. Zone B de l'échantillon No. 1. Petites veines de chlorite et de goethite (sombre), passant en hydrargilite
- Fig. 3. Pseudomorfozy getytowe po minerałach femicznych (ciemne) na tle pseudomorfoz hydrargilitowych po skaleniach (jasne). Pogranicze strefy C i D próbki 1
- Fig. 3. Pseudomorphoses de goethite remplaçant des minéraux fémiques (sombre) sur le fond de pseudomorphoses de l'hydrargilite remplaçant les feldspaths. Près de la limite des zones C et D de l'échantillon No. 1
- Fig. 4. Strefa D próbki 1. Boksyt hydrargilitowy, lokalnie zabarwiony pigmentem żelazistym z żyłkami getytu (ciemne)
- Fig. 4. Zone D de l'échantillon No. 1. Bauxite hydrargiliteuse, localement colorée par un pigment ferrugineux, avec petites veines de goethite (sombre)
- Fig. 5. Strefa A próbki 2. Prakryształ zbliźnionego oligoklazu na tle mikrokrystalicznego ciasta skalnego
- Fig. 5. Zone A de l'échantillon No. 2. Phénocrystal maclé d'oligoclase sur un fond microcristallin
- Fig. 6. Strefa B próbki 2. Boksyt, zabarwiony pigmentem getytowym
- Fig. 6. Zone B de l'échantillon No. 2. Bauxite, colorée par un pigment goethitique



W. M. Kowalski



0 0,1 0,2

W. M. Kowalski