

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Zlepieniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich

STRESZCZENIE: Na podstawie wyników analiz petrograficznych zlepieńca ordowickiego okolic Międzygórza, a zwłaszcza obserwacji dotyczących sposobu wykształcenia glaukonitu i autogenicznych fosforanów w tej skale, autorka przedstawia wnioski o warunkach transgresji morza ordowickiego.

WSTĘP

Wstępne badania petrograficzne nad składem i strukturą zlepieńców dolnego ordowiku okolic Międzygórza, opracowanego pod względem stratygraficzno-paleontologicznym przez J. Samsonowicza (1920, 1928), rozpoczęłam w r. 1954 na materiale przywiezionym z kursu terenowego dla studentów przez A. Nowakowskiego. Zwróciłam wówczas uwagę na urozmaicony sposób ukształtowania glaukonitu, pojawiającego się tu w kilku różnych generacjach, i na występowanie w spoiwie zlepieńca autogenicznych fosforanów obok otoczków i obfitych fosforanowych szczątków ramienionogów. Ze względu jednak na skąpy materiał litologiczny, jaki miałam do dyspozycji, i na brak własnych spostrzeżeń terenowych, wyniki tych obserwacji nie zostały opublikowane. Dopiero w r. 1956 z okazji studiów terenowych związanych z pracą magisterską R. Blaszkęgo, wykonaną pod moim kierunkiem, miałam sposobność zapoznać się z odsłonięciem ordowiku w kamieniołomie okolic wsi Międzygórz. W tym też okresie został przez R. Blaszkęgo zebrany obfity materiał litologiczny, a wyniki jego opracowania przedstawione w pracy magisterskiej (1957).

W zestawieniu wyników moich spostrzeżeń i wniosków dotyczących warunków sedymentacji zlepieńców Międzygórza wykorzystałam niektóre obserwacje terenowe i mikroskopowe podane w pracy R. Blaszkęgo.

SYTUACJA GEOLOGICZNA ZLEPIEŃCÓW W PROFILU
ORDOWIKU MIĘDZYGÓRZA

Szczegółowy opis profilu ordowiku okolic Międzygórza, który w r. 1927 odsłonięty został przez roboty kamieniarskie wzdłuż prawego zbocza wąwozu „Chełm“, podaje J. Samsonowicz (1928):

1. Zlepieńce podstawowe ordowiku złożone z otoczków, dobrze ogładzonych, piaskowców kambryjskich do 5 cm średnicy. Lepiszcze piaszczysto-ilaste, zielone; widać 4,2 m.

2. Piaskowce przeważnie kwarcytowe, ciemne, szaro-zielone, z *Obolus siluricus*, miąższość 18 m.

3. Piaskowce zielonkawe, z rdzawymi plamkami (z niestałą, do 0,7 m grubą warstwą skały ziemistej, ochrowo-żółtej, stanowiącej produkt zwiertzenia wkładu wapieni piaszczystych); występują tu drobne gruboskorupowe Obolidae i z rzadką Orthidae oraz *Acrothele ceratopygarum*; miąższość 16 m.

4. Piaskowce orthidowe, jasne, białe lub żółtawe, z obfitą fauną. Wykazują one (jak warstwy 1—3) upad na N (gdyż cały kompleks jest tu odwrócony) pod kątem 70°. Są one bardzo silnie potrzaskane i rozbite kilku uskokami, wskutek których znajdują się w nich zaklinowane dwie partie łupków graptolitowych dolnego gotlandu.

5. Wapień i margle żółtawe i różowawe, zaledwie 2,5 m grubości, stanowią najwyższy poziom ordowiku.

W pracy H. Tomczyka (1954) dotyczącej stratygrafii gotlandu autor podaje opis ordowiku w Międzygórzu według powyższego schematu J. Samsonowicza; zaznacza on tylko, że miąższość ogólna warstw 2-5 dochodzi do 55 m, natomiast dla warstwy 1 trudno tę miąższość ustalić, ponieważ brak jest w kierunku NE odsłoneń, a więc brak kontaktu z kambrem. Serię ordowiku z Międzygórza można, według H. Tomczyka, porównać z ordowikiem krajów nadbałtyckich, np. z Estonii.

W r. 1956, w okresie prac terenowych R. Blaszkęgo na obszarze utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej, odsłonięta została w kamieniołomie niższa część zlepieńców podstawowych oraz warstwa leżących pod nimi piaskowców. Według R. Blaszkęgo, w najniższej odsłoniętej części kamieniołomu ukazuje się około 3,5 m gruba warstwa piaskowców kwarcytowych z glaukonitem i okruchami skał ilastych, zawierająca jednometrowej grubości wkładkę piaskowców zlepieńcowych z otoczkami mułowców kwarcytowych o średnicy dochodzącej do 15 cm oraz z mniejszymi okruchami łupków ilastych. Główna warstwa zlepieńców glaukonitowych, leżąca nad spagowymi piaskowcami; posiada — według R. Blaszkęgo — miąższość około 8 m.

Te nowe odsłonięcia zostały już uwzględnione przez Z. Kotańskiego w jego przewodniku (1959).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ZLEPIEŃCÓW I PIASKOWCÓW
Z ORDOWIKU OKOLIC MIĘDZYGÓRZA

Dla wyjaśnienia warunków sedymentacji zlepieńców ważne było zapoznanie się z petrografią nie tylko skał gruboklastycznych, ale także stowarzyszonych z nimi w profilu ordowiku piaskowców, a zwłaszcza występujących poniżej 8-metrowej serii zlepieńcowej.

Piaskowce ze spągu warstwy zlepieńcowej

Zestawienie przybliżonego składu mineralnego tych piaskowców oznaczonego mikrometrycznie podaję w kolejności rozmieszczenia pobranych próbek w profilu idąc od spągu ku stropowi:

Próbki 1-4 pochodzą z warstw poniżej wtrącania piaskowca zlepieńcowatego, próbki 5-7 z warstw nad wkładką zlepieńcową a poniżej właściwej serii zlepieńca. Jak wynika z tabeli 1, zawartość glaukonitu dochodząca do 7% utrzymuje się mniej więcej na stałym poziomie; spadek do 4% zaznacza się w warstwie piaskowca leżącej bezpośrednio na wkładce zlepieńcowej, co może być wynikiem zarówno zmiany w warunkach sedymentacji jak i przypadkowego doboru próbek. W zawartości fosforanów zaznaczają się stosunkowo duże wahania, nie daje się w nich jednak odczytać wyraźnej prawidłowości.

Podkreślę najważniejsze cechy składników piaskowców oraz charakter strukturalny skał.

Ziarna kwarcu są najczęściej półobtoczone, rzadziej ostrokrawędziste, o średnicy przeciętnej 0,25 mm, nie przekraczającej 1 mm. Mają najczęściej szerokie kwarcowe obwódki regeneracyjne (pl. V, fig. 1), a między ziarnem detrytycznym a obwódką pojawia się często cieniutka warstewka glaukonitu, rzadziej żółtego izotropowego fosforanu, rzadko pirytu. Glaukonit ma charakter minerału wypierającego fosforany. W spoiwie zdarzają się gniazda autogenicznego drobnokrystalicznego kwarcu, który występuje też z kaolinitem w cienkich żyłkach epigenetycznych.

Glaukonit wchodzący w skład piaskowców niższych poziomów rzadko występuje w typowych ziarnistych formach, przeważają tu strzępy zglaukonityzowanych agregatów ilastych; zdarzają się też pojedyncze blaszki jednorodne, wyraźnie pleochroiczne, o charakterze zglaukonityzowanych łyszczyków. W wyższych poziomach przybywa stopniowo coraz więcej glaukonitu ziarnistego o barwie intensywnie zielonej. Kształty tego minerału są zaokrąglone lub nieregularne, najczęściej silnie spłaszczone i konturami dostosowane do ziarn kwarcu, pomiędzy które glaukonit jest wciśnięty i często zastępuje kwarcową obwódkę regeneracyjną. Z kształtów tych wynika, że ziarna jeszcze w stanie plastycznym

T a b e l a (Chart) 1

Skład mineralny piaskowców ordowiku Międzygórze ze spągu głównej warstwy zlepieńcowej
% objętościowe
Mineral composition of the Ordovician sandstones underlying the main conglomerate series
(volumen percentage)

	1	2	3*	4*	5*	6*	7
Kwarc (Quartz)	86.1	78.8	91.5	93.0	92.9	89.7	83.5
Glaukonit (Glauconite)	7.0	5.5	6.9	6.0	4.3	6.3	6.8
Fosforany autogeniczne i fosforano- we szczątki ramienionogów (Authigenic phosphates and phosphatic shells of brachiopods)	1.6	3.9	0.4	0.1	1.8	0.5	5.0
Fosforyty okrucowe (Detrital phosphorites)	0.4	3.6	0.1	0.8	0.5	1.8	1.7
Okruchy mułowców i kwarców żyłowych (Fragments of siltstones and quartz veins)	4.3	8.0	1.1	—	0.4	0.6	2.1
Okruchy łupków ilastych (Fragments of shales)	0.6						
Piryt i limonit (Pyrite and limonite)		0.2					0.9
Minerały ciężkie (Heavy minerals)				0.1	0.1	0.1	
Gips (Gypsum)						1.0	

* Kolumny z oznaczeniami wykonanymi przez R. Błaszkego.
Determinations by R. Błaszke.

włączane były do osadu. Jaśniej zabarwiony glaukonit późniejszej generacji występuje w żyłkach epigenetycznych, często razem z kwarcem, fosforanami i kaolinitem.

Fosforanowe szczątki ramienionogów mają kształt drobnych listewek o długości ułamków milimetra i zbudowane są zwykle z izotropowego żółtego fosforanu, często przetkanego pyłem siarczku żelaza. Niekiedy w takich szczątkach zobaczyć można zespół listewek zbudowanych na przemian z izotropowego i słabo dwójłomnego fosforanu; w tym

ostatnim zaznacza się struktura ułożonych w pasemka sferolitów fosforanowych. Jasnożółte, izotropowe fosforany autogeniczne tworzą w spoiwie gniazda, sferolity, utwory podobne do oolitów, agregaty pierzaste, obwódki dokoła ziarn kwarcu a wreszcie wypełnienia epigenetycznych spękań. Agregaty fosforanowe występujące w spoiwie są często pozrastane z glaukonitem, przy czym glaukonit ma charakter substancji wypierającej.

Fosforyty okruchowe występują najczęściej w postaci drobnych otoczków mułowców kwarcowych o spoiwie zbudowanym z żółtego izotropowego fosforanu. Ziarna mułowców są ostrokrawędziste i mają wielkość poniżej 0,1 mm. Stowarzyszone są z minerałami ciężkimi (głównie cyrkon i minerały nieprzezroczyste), które zwykle koncentrują się rytmicznie, w warstewkach. Co do niektórych zlepków kwarcowo-fosforanowych, niewyraźnie odgraniczonych od piaszczystej masy, można mieć wątpliwości czy są to fosforany okruchowe, czy też syngenetycznie zlepione fosforanami agregaty mułku kwarcowego i niedaleko transportowane (pl. V, fig. 2). Spotyka się także fosforyty okruchowe o charakterze sfosfatyzowanych łupków ilastych, zmienionych w częściach peryferycznych w agregaty izotropowych fosforanów, podczas gdy w częściach centralnych rozpoznać można wysoko dwójłomne minerały blaszkowate i mułek kwarcowy.

Wśród okruchów mułowców wyróżnić można mułowce kwarcytowe i mułowce o spoiwie glaukonitowym. Mułowce kwarcytowe zbudowane są z pozazębianych ziarn kwarcu o średnicy poniżej 0,1 mm i z bezbarwnych lub zielonkawych blaszek miki, zwykle równolegle ułożonych. Często w warstewkach równoległych koncentrują się minerały ciężkie: cyrkon, turmalin i minerały nieprzezroczyste. Mułowce o spoiwie glaukonitowym zawierają zwykle w części centralnej okrucha spoiwo fosforanowe, stopniowo zastępowane ku peryferii przez glaukonit — być może są to zglaukonityzowane okruchy fosforytów. Okruchy określone jako kwarc żyłowe, są zawsze lepiej obtoczone i więcej kuliste niż mułowce; składają się one z równolegle ułożonych listewkowatych ziarn kwarcu. W niektórych okruchach ziarna kwarcu wykazują cechy bardzo intensywnej kataklazy.

Okruchy łupków ilastych są agregatami bezbarwnych lub brunatnych wysoko dwójłomnych minerałów blaszkowatych, zawierają zwykle pelit kwarcowy i siarczkowy oraz minerały ciężkie podobne jak w mułowcach. Okruchy te są często zglaukonityzowane na peryferii.

W strukturach niektórych typów opisanych piaskowców, a zwłaszcza w próbkach sąsiadujących ze zlepieńcami, odczytać można ślady śródformacyjnego rozmywania słabo scementowanego materiału zlepieńcowego, rozdrobnionego na osad piaszczysty. Ślady te zaznaczają się

w bardzo nierównym ziarnie piaskowca, którego zbliżone wielkości o podobnym kształcie koncentrują się gniazdowo; zaznaczają się również w nierównomiernie i gniazdowo rozmieszczonym spoiwie, które miejscami zbudowane jest z siarczków żelaza, gdzie indziej z limonitu, kwarcu, glaukonitu, fosforanu; wreszcie w nierównomiernej koncentracji minerałów ciężkich.

We wszystkich prawie szlifach mikroskopowych zauważyć można cieniutkie żyłki wypełniające spękania przebiegające w różnych kierunkach. W niektórych żyłkach pojawia się gips w postaci włóknistej lub w kryształkach zbliżniaczonych. W żyłkach sąsiadujących z opisanymi, przebiegających równolegle lub poprzecznie zauważyć można agregaty wtórnego kwarcu i kaolinitu, a niekiedy bladezielonego glaukonitu i fosforanów.

Zlepieńce

Ścisłe określenie ilościowego stosunku otoczków o różnym składzie mineralnym nie jest możliwe. Ze względu na często występującą na

T a b e l a (Chart) 2

Skład masy wypełniającej zlepieńca w % objętościowych
Composition of the matrix of the conglomerate in vol. %

Mułowce kwarcytowe (Crystalline siltstones)	21.1
Fosforyty okruczowe (Detrital phosphorites)	18.0
Kwarce żyłowe (Vein quartzes)	7.6
Rogowce (Cherts)	0.9
Skały ilaste (Shales)	5.3
Ziarna kwarcu (Quartz grains)	38.2
Glaukonit (Glauconite)	5.5
Fosforany autogeniczne i fosforanowe szczątki ramienionogów (Authigenic phosphates and phosphatic shells of brachiopods)	3.0
Tlenki żelaza, piryt (Iron oxides, pyrite)	0.4

otoczkach powłokę glaukonitową nie zawsze udaje się makroskopowo odróżnić otoczki mułowców kwarcytowych od fosforytów. Szlify mikroskopowe z otoczków są trudne do wykonania, gdyż są silnie spękane i łatwo się kruszą. Na podstawie analizy mikroskopowej kilkunastu otoczków stwierdziłam, że przybliżony stosunek

mułowce kwarcytowe	60
<hr style="width: 50%; margin: 0 auto;"/>	
fosforyty	40

Inne elementy zlepieńca należące do okruchów skał ilastych, rogowców, kwarców żyłowych, stanowią ułamek procentu i wchodzi głównie w skład piaszczystej masy wypełniającej zlepieńca, której właściwe spoiwo jest głównie krzemionkowe i występuje w formie obwódek regeneracyjnych dokoła ziarn kwarcu; podrzędną rolę odgrywa spoiwo glaukonitowe i fosforanowe.

Więcej danych o składzie zlepieńca uzyskałam z analizy mikrometrycznej masy wypełniającej zlepieńca. Masa ta ma strukturę piaskowca zlepieńcowatego, którego elementy dochodzą niekiedy do 8 mm średnicy. Większość jednak okruchów ma tu wielkość wahającą się w granicach 0,25-0,5 mm średnicy.

Przybliżony skład masy wypełniającej zlepieńca oznaczony mikrometrycznie podany jest w tabeli 2.

Opis składników zlepieńca

Mułowce kwarcytowe tworzą otoczki i ostrokrawędziste okruchy, przy czym elementy powyżej 1 cm średnicy są płaskie i dobrze obtoczone, mniejsze, występujące w masie piaszczystej zlepieńca są również płaskie, lecz wyraźnie ostrokrawędziste. Pod mikroskopem skały te wykazują strukturę kwarcytu o zregenerowanych i pozazębionych ziarnach, lub też mułowca kwarcytowego o wyraźnych śladach klastycznego pochodzenia materiału. W obu typach zaznacza się najczęściej tekstura równoległa w ułożeniu ziarn kwarcu, bezbarwnych lub zielonkawych łyśczyków oraz w mikrorytmicznej koncentracji minerałów ciężkich (cyrkon, turmalin, minerały nieprzezroczyste). Zdarzają się w mułowcach blaszki wyblakłego lub zglaukonitowanego biotyту, często pojawiają się w postaci gniazd i żyłek przecinających otoczki sferolityczne agregaty kaolinitu. W zewnętrznych częściach licznych otoczków, a zwłaszcza niezupełnie zrekrytalizowanych, występuje żółte izotropowe spoiwo fosforanowe, przechodzące stopniowo ku peryferii w coraz to bardziej intensywnie zielony glaukonit. Mineral ten wnika między ziarna mułowca

niekiedy w postaci cieniutkich nieregularnie rozgałęzionych żyłek. Żyłki te sięgają wypustkami do łyszczyków, przekształcając je w glaukonit. W żyłkach kaolinitowych glaukonit tworzy niekiedy ściankę żyły, odgałęziając się następnie w postaci samodzielnej żyłki glaukonitowej. Mułowce przecięte są prócz tego żyłkami wypełnionymi pirytem lub limonitem. Niektóre otoczaki, zwłaszcza typy o zrekrystalizowanej strukturze kwarcytowej, nie posiadają otoczek fosforanowo-glaukonitowych.

Okruchy mułowców poniżej 1 cm średnicy są wydłużone, postrzępione i mają charakter pokruszonych w okresie akumulacji materiału zlepieńca warstewkowanych większych otoczków mułowców. Na szerszych powierzchniach takich okruców widoczne są niekiedy fałdowane warstewki ilaste, zbudowane z silnie dwójłomnej, częściowo zglaukonityzowanej substancji ilastej.

Otoczaki fosforytów okrucowych dochodzą do 5 cm średnicy, wykazują przeważnie dobre obtoczenie i wyższy stopień kulistości niż mułowce kwarcytowe. Wyróżnić tu można kilka typów, pośród których najpospolitsze są otoczaki brunatno-czarne i zwężłe oraz otoczaki szaro-zielone i kruche. Te ostatnie są bardziej ilaste i silniej zglaukonityzowane niż pierwsze. Pod mikroskopem widać, że struktura i tekstura fosforytów jest bardzo podobna jak w mułowcach: zaznacza się tu rytmiczna koncentracja minerałów ciężkich w warstewkach równoległych, a wielkość ziarn kwarcu jest podobna — około 0,03 mm (pl. VI, fig. 1). Analogia mułowców i fosforytów uwydatniona jest także obecnością gniazd i żyłek kaolinitu. W rdzeniu otoczaka fosforytu fosforan zlepiający ostrokrawędziste ziarna kwarcu jest zwykle barwy brunatno-żółtej, a na zewnątrz przechodzi stopniowo w fosforan jasnożółtej barwy, a wreszcie w powłokę glaukonitową. Niektóre okrucy fosforytów mają charakter brekcji śródformacyjnych scementowanych jaśniejszą masą fosforanową niż fosforan elementów brekcji. Te okrucy są, być może, utworami syngenetycznymi.

Fosforany autogeniczne występują w masie wypełniającej zlepieńca i mają mikrostrukturę dość urozmaiconą. Zespoły kwarcowo-fosforanowe o niewyraźnych konturach, powgniatane w masę piaszczystą o ziarnach znacznie większych (ok. 0,25 mm średnicy) od kwarców w wymienionych zespołach, mają charakter fosforytów syngenetycznych, ale nieznacznie przemieszczonych. Autochtoniczne wykształcenie mają fosforany występujące w sferolitach i innych podobnych agregatach oraz obwódki ziarn kwarcu, zastępowane częściowo przez glaukonit. Ich barwa jest bladożółta, rzadziej brunatno-żółta, są izotropowe lub nisko dwójłomne. Licznie występujące w masie wypełniającej zlepieńca fosforanowe szczątki ramienionogów mają kształty pręcików i pałeczek, a przeważnie są upstrzone pyłem siarczków żelaza lub limonitem.

Kwarce żyłowe, występujące w otoczkach do 6 mm średnicy i ziarnach piasku do 1 mm średnicy, wyróżniają się wśród innych elementów zlepieńca czasem prawie idealną kulistością przy bardzo dobrym obtoczeniu. Zbudowane są z wydłużonych i często silnie skatylazowanych ziarn kwarcu.

Rogowce mają charakter kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, trudnych do genetycznej interpretacji.

Pojedyncze ziarna kwarcu piaszczystej masy zlepieńca mają ziarno zawsze większe niż elementy mułowców (średnio około 0,25 mm średnicy); obtoczenie ich jest bardzo różne. Zdarzają się formy doskonale obtoczone obok ostrokrawędzistych. Często mają kwarcową obwódkę regeneracyjną utworzoną w osadzie, a niekiedy ta obwódka oddzielona jest od ziarna detrytycznego cieniutką powłózką glaukonitu, rzadziej fosforanu.

Ostrokrawędziste okruchy skał ilastych rzadko zachowały się w większych, dochodzących do 6 cm długości elementach. Jako drobne strzępy stanowią one natomiast jeden z ważniejszych składników masy wypełniającej. Tutaj widać je bezładnie rozrzucone wśród ziarn kwarcu, często powgniatane i zdeformowane wśród twardszych elementów. Ich barwą jest szara, brunatno-szara lub też zielonkawa o mniej lub więcej intensywnym odcieniu w zależności od przebiegu procesu glaukonityzacji. Blaszkki niezglaukonityzowane są rzadko bezbarwne, a ich zwykle brunatno-szare zabarwienie pochodzi od częściowo utlenionego pyłu siarczkowego. Ich wysoka dwójłomność i relief zbliżają je pod względem cech optycznych do ilitu. Agregaty ilaste zawierają przeważnie dużą domieszkę pelitu kwarcowego.

Glaukonit wykazuje w zlepieńcu międzygórskim bardzo urozmaicone formy wykształcenia świadczące, że tworzył się on w różnych etapach akumulacji materiału, konsolidacji skały oraz jej późniejszych przeobrażeń. W postaci bładozielonych drobnych blaszek zastępuje on spoiwo w różnych typach mułowców i fosforytów wnikając od zewnątrz do centrum otoczaka. Otacza cienkimi obwódkami skały kwarcowe lub też pojedyncze ziarna kwarcu; wnika w drobne spękania otoczków i ziarn, przeobraża w mniej lub więcej jednorodne agregaty glaukonitowe okruchy skał ilastych, wypiera fosforany, zarówno w spoiwie detrytycznych fosforytów jak i w zespołach autogenicznych fosforanów. Ponadto tworzy on ziarna samodzielne, jednorodne o żywej zielonej barwie, przeważnie wydłużone i powciskane między ziarna kwarcu co wskazuje, że ziarna te jeszcze w stanie plastycznym dostawały się do osadu po przejściu niedalekiego transportu (pl. VI, fig. 2). Mniej liczne są ziarna glaukonitu o formach zaokrąglonych lub też ostrokrawędzistych, transportowane już w stanie sztywnym, a nawet kruszone. Wielkość ziarn glaukonitu dochodzi do 0,5 mm średnicy.

Glaukonit występujący w żyłkach przecinających zarówno otoczaki jak masę piaszczystą, stowarzyszony z kaolinitem, fosforanami i pojawiający się w sąsiedztwie żyłek gipsowych, ma charakter wyraźnie epigenetyczny.

Struktura i tekstura zlepieńca

Wśród elementów powyżej 1 cm średnicy przeważają otoczaki płaskie, dobrze oglądzone i ułożone przeważnie równoległe do uławicenia serii dolnego ordowiku. Najwyższy stopień kulistości spotyka się u kwarców żyłowych i niektórych fosforytów. W masie piaszczystej zlepieńca przeważają natomiast okruchy ostrokrawędziste i często o konturach postrzępionych (pl. VII, fig. 1). W ułożeniu pojedynczych ziarn kwarcu jak również glaukonitu w masie wypełniającej zlepieńca zaznacza się wyraźnie tekstura równoległa. Glaukonit pojawia się tu i ówdzie w częściowo porozrywanych, pierwotnie zapewne ciągłych warstewkach.

Na podstawie studiów mikroskopowych składu zlepieńca z różnych poziomów, a zwłaszcza jego masy wypełniającej, stwierdzić można, że ilość otoczek kwarców żyłowych zwiększa się w stosunku do innych składników w miarę posuwania się w kierunku serii stropowej zlepieńca.

Ogólna charakterystyka serii ordowiku leżącej nad zlepieńcami

Informacje dotyczące zmienności składu mineralnego piaskowców powyżej serii zlepieńcowej podaje tabela 3.

Z liczb podanych w tabeli 3 widać, że procent glaukonitu i fosforanów w piaskowcach obolusowych jest podobny jak w osadach piaszczystych ze spągu warstwy zlepieńcowej; nieznaczny spadek zawartości tych minerałów zaznaczył się bezpośrednio nad zlepieńcami (na podobne zjawisko zwróciłam uwagę w odniesieniu do wkładki zlepieńcowej w piaskowcach spagowych). W piaskowcach warstwy 3 zaznacza się lokalna koncentracja fosforanów (17,1%), a zawartość glaukonitu jest zmienna. W piaskowcach ortidowych glaukonit stanowi zupełnie podrzędny składnik i ma charakter allochtonicznego, częściowo zlimonityzowanego minerału.

Ze studiów mikroskopowych szlifów omawianych piaskowców zebrać można jeszcze i inne szczegóły. Piaskowce z *Obolus siluricus* charakteryzują się teksturą równoległą podkreśloną rytmiczną koncentracją minerałów ciężkich w warstewkach bardziej drobnoziarnistych (0,15 mm średnicy ziarn kwarcu), a koncentracją glaukonitu w warstewkach bardziej gruboziarnistych (do 0,5 mm średnicy). Mniej regularnie rozmieszczone są w tych piaskowcach warstewki wzbogacone w siarczek żelaza,

T a b e l a (Chart) 3

Skład mineralny piaskowców powyżej setli zlepieńców
Mineral composition of sandstones overlying the conglomerate series

Nazwa piaskowca według J. Samsonowicza 1928	Przeważnie kwarcytowy szaro-zielony, ciemny, z <i>Obolus siluricus</i> (warstwa 2)				Zielonkawy z rdzawymi plamkami (warstwa 3)		Ortidowy jasno- biały lub żółtawy z obfitą fauną (warstwa 4)		
Name of sandstone after J. Samsonowicz 1928	Mainly quartzitic grey-green, dark, with <i>Obolus siluricus</i> (bed 2)				Greenish with rusty patches (bed 3)		Orthidoid, clear- -white or yellowish with a rich fauna (bed 4)		
Lp. w kierunku stropu (upwards)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kwarc (Quartz)	93.2	83.7	87.5	90.1	75.1	83.6	95.2	94.8	96.5
Glaukonit (Glauconite)	4.9	8.2	8.3	5.3	2.0	9.6	0.9	1.2	1.4
Fosforany (Phosphates)	1.0	2.0	3.3	3.0	17.1	4.8	2.6	1.2	1.2
Piryt i wodorotlenki żelaza (Pyrite and iron hydroxides)	0.9	6.0	0.5	0.6	1.3	1.0	1.3	2.8	0.9
Okruschy mułowców i kwarców żyłowych (Fragments of siltstones and vein quartz)			0.4	0.8	3.9	0.5			
Minerały ciężkie (Heavy minerals)		0.1		0.2	0.6	0.5			

w których ten minerał zastępuje fosforany w szczątkach ramienionogów (pl. VII, fig. 2), a miejscami tworzy obwódkę dokoła ziarn kwarcu. W niektórych warstewkach obserwować znów można limonityzację siarczku żelaza i glaukonitu. Ostatnio wymieniony minerał występuje tu, podobnie jak w masie piaszczystej zlepieńca, w ziarnach wydłużonych, przeważnie o kształtach dostosowanych do zarysów ziarn kwarcu: liczne są też strzępy zglaukonityzowanych łupków ilastych, obwódki dokoła ziarn kwarcu lub też zastąpienia kwarcowych obwódek regeneracyjnych. Fosforany zawarte są głównie w skorupkach ramienionogów, rzadsze są zlepki kwarcowo-fosforanowe, impregnacje spoiwa oraz obwódki dokoła ziarn kwarcu. W cechach strukturalnych piaskowców obolusowych należy podkreślić słabą obróbkę mechaniczną i lepsze wysortowanie ziarna niż w dolnych piaskowcach i masie piaszczystej zlepieńca. Ponadto charakterystyczne są w niektórych poziomach ślady śródformacyjnego rozmy-

wania osadu — nad warstewką wzbogaconą w piryt są wtrącenia piaskowców z okruchami kwarcowo-pirytowymi (pl. VIII, fig. 1), częściowo zlimonityzowanymi, a wyżej pojawia się warstewka wzbogacona w glaukonit.

Próbka z warstwy 3 piaskowców zielonkawych z rdzawymi plamkami zawiera śródformacyjną brekcję zbudowaną z ostrokrawędzistych okruchów fosforytów piaszczystych, scementowanych jaśniejszą niż w okruchach masą bladożółtego izotropowego fosforanu (pl. VIII, fig. 2). W tym spoiwie spotyka się szczątki fosforanowe ramienionogów, glaukonit, kryształki pirytu oraz gniazda intensywniej żółtego fosforanu o silniejszym niż spoiwo reliefie. Liczne są tu ziarna cyrkonu i niebieskiego lub oliwkowego turmalinu oraz gniazda kaolinitu. Glaukonit ma charakter reliktowy i jest korodowany przez fosforany lub piryt.

W piaskowcach ortidowych glaukonit pojawia się w nielicznych ziarnach, częściowo spirytyzowanych lub zlimonityzowanych oraz w obwódkach dokoła ziarn kwarcu, w których jest jednak wypierany przez fosforany. Ostatnio wymienione składniki występują głównie w skorupkach ramienionogów. Pośród okruchów skał w tych piaskowcach spotykane są głównie kwarcze żyłowe.

W stropie piaskowców a poniżej wapieni pojawia się brekcja zbudowana z okruchów fosforytów i agregatów kwarcowo-pirytowych o spoiwie częściowo węglanowym, przypuszczalnie głównie syderytowym.

Wapienie górnego ordowiku są bogate w szczątki fauny i zawierają gniazda częściowo zlimonityzowanego siarczku żelaza.

WARUNKI SEDYMENTACJI ZLEPIEŃCÓW Z MIĘDZYGÓRZA

Według A. Haddinga (1932, str. 83) glaukonit nie występuje nigdy w pierwotnych, nie podległych przeróbce zlepieńcach podstawowych transgresywnych serii morskich. Według wymienionego autora obecność tego minerału w gruboklastycznych osadach serii transgresywnych wiąże się zawsze z przeróbką starszej, częściowo lub całkowicie zniszczonej serii osadów włączonej w skład materiału zlepieńca. Jako przykład tego typu zlepieńca podaje A. Hadding zlepieniec obolusowy z Dalecarlia w Szwecji (1927, str. 88 i 148). Autor ten podkreśla jako zasadniczą prawidłowość w warunkach tworzenia się glaukonitu fakt, że powłoka glaukonitowa na skamieniałościach i otczakach może się tworzyć tylko w zlepieńcach śródformacyjnych (1932, str. 78). Powyższe wnioski A. Haddinga zostały wprawdzie udokumentowane licznymi obserwacjami litologicznymi na terenie Szwecji, nie mogą być jednak — moim zda-

nieniem — uogólnione dla wszelkich gruboklastycznych osadów powstałych przy transgresji morskiej.

Zlepieniec z Międzygórza nie jest zlepieńcem podstawowym w ścisłym tego słowa znaczeniu, gdyż w jego spągu odsłaniają się warstwy piaskowca, stanowi jednak wraz z piaskowcem ciągłą serię transgresywną i nie ma charakteru zlepieńca śródformacyjnego. Mimo to powłoki glaukonitowe na otoczkach są jego cechą charakterystyczną. Obserwacje mikroskopowe szlifów z masy wypełniającej zlepieńca, a także piaskowców ze spągu i stropu serii zlepieńcowej wykazały jednak, że transgresja postępowała zwolna i mogły zachodzić zmiany w położeniu linii brzegowej. Do wniosków tych upoważniają następujące spostrzeżenia: 1° równomierne rozmieszczenie powłok glaukonitowych na otoczkach zlepieńca, 2° struktura piaszczystej masy wypełniającej, 3° zjawiska śródformacyjnej przeróbki materiału w warstwach ze spągu i stropu serii zlepieńcowej.

Nagromadzenie mułu glaukonitowego w strefie płytkowodnej morza ordowickiego mogło się rozpocząć już w okresie poprzedzającym główną fazę akumulacji zlepieńca. Warunki tworzenia się glaukonitu można w tym przypadku wyjaśnić w świetle wyników badań I. Hesslanda nad serią transgresywną utworów kredowych Ahus okręgu Kristianstadt w Szwecji. Autor ten dochodzi do wniosku (1950), że jeśli glaukonit tworzy się w warunkach transgresji morskiej, to zachodzi to w przypadku, gdy zanurzający się ląd jest silnie zwietrzały przy obfitym wydzielaniu się kaolinitu i dopływie potasu oraz krzemionki do wody morskiej. I. Hessland, podobnie jak L. Cayeux (1897) i C. Correns (1952), jest zwolennikiem poglądu, że zawartość potasu w wodzie morskiej jest zbyt niska, aby odgrywała zasadniczą rolę przy tworzeniu się glaukonitu; przyjmuje więc konieczność dodatkowego źródła potasu.

W mojej pracy dotyczącej chalcedonitów tremadoku Gór Świętokrzyskich (1957) starałam się wytłumaczyć różnice w składzie mineralnym ordowiku z Wysoczek i Międzygórza odmiennym charakterem erodowanych skał. Należy również pamiętać, że prekambryjski masyw krystaliczny był bliżej Wysoczek niż Międzygórza, co niewątpliwie miało wpływ na skład mineralny osadów ordowiku. Uderzający jest jednak prawie zupełny brak skaleni w ordowiku z Międzygórza i obecność tylko najodporniejszych ciężkich minerałów wobec faktu, że w skład zlepieńców wchodzi niewątpliwie głównie materiał otoczkowy z kambru, w którym skalenie stanowią zwykle kilka procent w składzie mineralnym, a wśród minerałów ciężkich spotyka się granat. Przypuszczenie, że ląd na obszarze dzisiejszej niecki międzygórskiej był przed transgresją morza ordowickiego silnie zwietrzały, rozwiązuje powyższe trudności. Przyczyną odmiennych warunków w różnych częściach lądu kambryj-

skiego w Górach Świętokrzyskich mogły być różne stosunki morfologiczno-hydrologiczne lub też późniejszy, według J. Samsonowicza (1934), czas ingresji morza w Międzygórzu niż w Wysoczkach.

W początkowych etapach transgresji w Międzygórzu na nierówny, morfologicznie zróżnicowany ląd przykryty zwietrzeliną, koagulat o składzie glaukonitu, wytracony pod wpływem elektrolitów wody morskiej, gromadził się wraz z piaskiem kwarcowym i materiałem ilasto-mułkowym w zacisznych obszarach strefy płytkowodnej. Następnie fale morskie atakowały bardziej skaliste wybrzeże, tworząc pierwsze osady zlepieńców, które zbudowane z nie dość jeszcze zwięzłych otoczków skał nadwietrzalnych, obfitujących we wkładki ilaste, ulegały częściowemu rozmywaniu na osady piaszczyste. W miarę usuwania zwietrzeliny i dostępu fal morskich do bardziej zwięzłego podłoża mogły nastąpić warunki dla akumulacji żwirów, które weszły w skład głównej serii zlepieńca. W ciągu tych procesów ziarna kwarcu, otoczki mułowców i detrytycznych fosforytów, a także okruchy skał ilastych były otulane świeżym koagulem glaukonitu. Z bardziej stężonych żelów tego minerału tworzyły się ziarna, wchodzące, wraz z luźnym materiałem kwarcowym i pokruszonymi w czasie obróbki żwirów w strefie przybrzeżnej mniej zwięzłymi elementami skalnymi, w skład piaszczystej masy wypełniającej zlepieńca.

W sedymentacji warstw nad zlepieńcami odzwierciedlona jest stopniowa penepelizacja na lądzie w zmniejszeniu się wielkości ziarna i sporadycznym tylko występowaniu okruchów skał. Glaukonit tworzy się jeszcze aż do wyczerpania nagromadzonego w niektórych strefach płytkiego morza koagulatu o odpowiednim składzie. Zmiany w warunkach sedymentacji zachodzą etapowo; okresowo środowisko jest redukcyjne, glaukonit staje się nietrwały, zastępowany jest przez piryt i fosforany; okresowo pojawiają się spłylenia, rozmywania osadu, tworzenie brekcji śródformacyjnych; glaukonit jednak stopniowo zanika, gdyż brak jest dowozu odpowiednich składników z lądu. Wreszcie ustaje dopływ materiału detrytycznego, a w zbiorniku morskim ustalają się warunki pH sprzyjające sedymentacji węglanowej.

Przedstawiony tu przebieg sedymentacji ordowiku okolic Międzygórza w oparciu o petrograficzne obserwacje, zgodny jest z wnioskami J. Samsonowicza, który przy omawianiu cyklu sedymentacyjnego ordowiku Gór Świętokrzyskich (1934, str. 78) pisze, że

„.... w części Lysogór wschodniej (Międzygórz, Lenarczyce) bliżej lądu, odbywały się parokrotne oscylacje dna morskiego, powodując nawet jego wynurzenie się i przerwę w sedymentacji“.

POCHODZENIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO
ZLEPIEŃCÓW Z MIĘDZYGÓRZA

Większość materiału tworzącego zlepieńce pochodzi przypuszczalnie z erozji osadów kambryjskich. Należą tu otoczaki i mniejsze ostrokrawędziste, okruchy mułowców kwarcytowych i kwarcytów oraz większość zespołów kwarcowo-fosforanowych. Analogia w strukturze i rozmieszczeniu minerałów ciężkich oraz gniazd kaolinitowych ukazująca się przy mikroskopowej obserwacji okruchów mułowców kwarcytowych i fosforytów wskazuje, że te ostatnie musiały tworzyć kongregacje i wkładki w osadach kambryjskich. W obecnie odsłoniętych utworach kambru kongregacje fosforytowe są rzadkie (Kozłowski 1931), mogły być jednak znacznie więcej rozpowszechnione w osadach już zerodowanych. Do utworów fosforanowych syngenetycznych zaliczam — obok fosforanowych szczątków organicznych — zlepki kwarcowo-fosforanowe o poszarpanych konturach, wciśnięte w masę piaszczystą zlepieńca, sfosfatyzowane okruchy skał ilastych, okruchy brekcji śródformacyjnych o spoiwie fosforanowym, obwódki dokoła ziarn kwarcu i otoczek zastępowane częściowo przez glaukonit — a wreszcie różnego kształtu sferolity i gniazda w spoiwie zlepieńca.

Co do źródła okruchów skał ilastych w zlepieńcach międzygórskich można przyjąć dwie alternatywy — albo są to łyły kambryjskie, albo śródformacyjne okruchy ordowickie. Przy transgresji morza na nierówny ląd mogły się tworzyć miejscami niewielkie, częściowo odcięte od otwartego oceanu zbiorniki, w których gromadziła się zawiesina ilasta skonsolidowana po wyschnięciu zbiornika, ponownie rozmyta, częściowo zglaukonityzowana lub sfosfatyzowana i włączona do zlepieńca. Z badań J. Kuhla nad kambrem Gór Pieprzowych (1931) wynika jednak, że przyjęcie drugiej alternatywy nie jest konieczne. Materiał mógł pochodzić z kambru pod warunkiem, że źródło materiału było niedalekie i agregaty ilaste nie uległy rozdrobnieniu w czasie transportu.

Pojedyncze ziarna kwarcu masy piaszczystej zlepieńca wykazujące zróżnicowany charakter obróbki mechanicznej mogły mieć dwa źródła — piaszkowce kambryjskie mało zwięzłe i nie występujące z tej przyczyny wśród otoczek, oraz bardziej odległe tereny zniszczonych maszyn krystalicznych, z których rzeki przynosiły piasek wraz z otoczkami kwarców żyłowych.

Jak wspomniałam, otoczek tych przybywa w wyższych poziomach zlepieńców z Międzygórza.

WARUNKI KONCENTRACJI FOSFORANÓW
I ICH ZWIĄZEK GENETYCZNY Z GLAUKONITEM
W UTWORACH PIASZCZYSTO-ZLEPIEŃCOWYCH ORDOWIKU
OKOLIC MIĘDZYGÓRZA

Studium składników zlepieńca wskazuje, że przeważają w nim fosforyty okruchowe pochodzące z erozji kambru. Ponadto jednak fosforany gromadzą się w ordowiku Międzygórza na drodze biochemicznej w skorupkach ramienionogów oraz w różnych utworach powstałych wskutek chemicznego wytrącania się fosforanów na ziarnach i otoczkach oraz w spoiwie zlepieńców i piaskowców. Obfitość ramienionogów o skorupkach fosforanowych a brak węgla wapnia w osadzie wskazuje na panujące, przynajmniej okresami, niskie pH środowiska sprzyjające koncentracji fosforanów.

Warunki sprzyjające nieorganicznemu wytrącaniu się fosforanów mogły być związane z okresowo stagnującymi wodami w nadbrzeżnych zbiornikach morskich, gdzie — jak przypuszcza I. Hessland (1950, str. 53) w oparciu o wyniki badań limnologicznych — tworzą się przy rozkładzie organizmów czy okruchów mineralnych bogatych w fosfor łatwo rozpuszczalne związki fosforu dwu- i trójwartościowego. Przy połączeniu zbiornika z otwartym oceanem i lepszym jego przewietrzeniu wytrącają się fosforany, w pierwszych stadiach żelazowe, w późniejszych — wapniowe. Jeśli żelazo zostało zużyte na wytrącanie siarczków, od razu może dojść do przewagi fosforanów wapnia w osadzie.

Obserwowane często, zwłaszcza w osadach platformowych, stowarzyszenie glaukonitu z fosforanami, interpretowane jest w sposób raczej ogólnikowy podobnymi warunkami fizyczno-chemicznymi tworzenia się tych minerałów oraz sprzyjającymi ich nagromadzeniu przerwami w sedymentacji. W pracy I. Hesslanda znajdujemy bardziej szczegółowo narysowany obraz środowisk — konieczna jest tu przede wszystkim rytmiczna zmienność warunków zbiornika stagnującego i dobrze przewietrzanego. Podobnie jak związki fosforu dwu- i trójwartościowego, tak i związki żelaza dwuwartościowego są stosunkowo łatwo rozpuszczalne i dlatego ulegają koncentracji w roztworze w zbiorniku stagnującym bogatym w CO_2 . Glaukonit zawierający w przewodzie żelazo trójwartościowe wytrąca się przy nieznacznym wzroście potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w stosunku do redukcyjnego środowiska koncentracji żelaza w roztworze.

Obserwowane w badanych osadach wzajemne wypieranie się fosforanu i glaukonitu jest związane przypuszczalnie z łatwością przechodzenia tych związków w stan koloidalny, a także ze zróżnicowaniem się ich stosunków ilościowych i trwałości w różnych środowiskach. W niższych poziomach ordowiku Międzygórza obserwuje się zjawisko wypie-

rania i zastępowania fosforanów przez glaukonit, przeciwne stosunki zachodzą w poziomach nad zlepieńcami. Przypuszczalnie fosforany są mniej czułe na zmiany Eh niż glaukonit; główną jednak przyczynę ustępującej roli glaukonitu widzę w zaniku w dowozie krzemionki, żelaza i potasu z ładu.

Jak widać z liczb podanych w tabelach, procent autogenicznych fosforanów odgrywa na ogół niewielką rolę w osadach ordowiku Międzygórza. Zwróciłam jednak na te związki szczególną uwagę ze względu na ich urozmaicony charakter widoczny w obrazach mikroskopowych, a także na specyficzne środowisko ich tworzenia się przy powolnej ingresji morza na nierówny ład i okresowym tworzeniu się stagnujących zbiorników wodnych.

ZJAWISKA PÓZNEJ DIAGENEZY I MINERALIZACJI W ORDOWIKU MIĘDZYGÓRZA

Zjawiska te nie były przeze mnie systematycznie badane jako nie wiążące się ściśle z zagadnieniem genezy zlepieńców. Wspominam o nich dla wyjaśnienia niektórych szczegółów podanych w opisach mikroskopowych analizowanych skał. Jak wynika z tych opisów, już po częściowej konsolidacji utworów piaszczysto-zlepieńcowych zachodziły tu przemieszczenia substancji glaukonitowej, jej rozmiękczenie wskutek ciśnienia warstw nadległych lub innych zmian warunków środowiska, wnikanie dośrodkowo-koncentryczne w głąb otoczków lub też w różne mniej lub więcej regularne spękania. Zachodziły też zjawiska diagenetycznej glaukonityzacji łyśczyków wewnątrz otoczków mułowców, przy czym tworzył się bladezielony glaukonit typu folidoidu, zgodnie z wynikami obserwacji K. Smulikowskiego (1954, str. 119).

Zjawiska późnej diagenetyzacji dotyczą też wędrówki fosforanów wypełniających spękania i stanowiących żyłki samodzielne lub w stowarzyszeniu z glaukonitem, autogenicznym kwarcem i kaolinitem, czasem pirytem.

Interesującym zjawiskiem obserwowanym w szlifach mikroskopowych skał badanych są mikrostylolity, przebiegające zwykle poprzecznie do warstewkowania, rzadziej równoległe, zbudowane z pofałdowanych warstewek bezbarwnych minerałów blaszkowatych, przetkanych substancją bitumiczną i zawierających koncentracje minerałów ciężkich.

Wiek tych wszystkich zjawisk nie jest możliwy do ustalenia, ale przypuszczalnie mamy tu do czynienia z kilku generacjami żyłek. Niektóre spękania mogły być związane z wysychaniem krzemionkowego spoiwa osadu, inne są natury tektonicznej. Do najmłodszych utworów na-

leżą przypuszczalnie żyłki wypełnione gipsem, przebiegające równolegle lub poprzecznie do innych, a także żyłki limonitowe, których przebieg na większą skalę można obserwować w terenie.

Nie mam żadnych danych obserwacyjnych co do przypuszczalnej pierwotnej obecności węglanu w spoiwie zlepieńca z Międzygórza. Szerokie obwódki regeneracyjne dokoła ziarn kwarcu świadczące, że często ziarna te nie stykały się w pierwotnym osadzie, mogłyby nasunąć wniosek, że pierwotne spoiwo było wapniste, gdyż żel krzemionkowy nie mógł być w okresie sedymentacji dostatecznie sztywny, aby rozdzielić ziarna klastyczne. Nie mam jednak wystarczających argumentów, aby ten wniosek wysunąć. Przeciwnie, obecność licznych szczątków ramienionogów o skorupkach fosforanowych przemawia raczej za środowiskiem nie sprzyjającym wytrącaniu się węglanów w okresie sedymentacji serii piaszczysto-zlepieńcowej ordowiku z Międzygórza.

*Zakład Petrografii Skał Osadowych
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w maju 1959 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BLASZKE R. 1957. Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Arch. Zakładu Petrografii Skał Osadowych U.W. Warszawa.
- CAYEUX L. 1897. Contribution à l'étude micrographique des roches sédimentaires. Mém. Carte Géol. détaillée de la France. Paris.
- CORRENS C. W. 1952. Zur Geochemie des Eisens (Symposium sur les gisements de fer du Monde). — Congr. Géol. Int. Alger, vol. II. Alger.
- HADDING A. 1927, The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden. — Medd. Lunds Geol. — Miner. Inst. Nr 32. Lund.
- 1932. The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. Glauconite and glauconitic rocks. — Ibidem, Nr 51.
- HESSLAND I. 1950. Investigation of the Senonian Kristianstad District S. Sweden. Sedimentation and lithogenesis of the Ahus Series. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 34 Uppsala.
- KOTANSKI Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOZŁOWSKI R. 1931. Fosforyty w utworach kambryjskich Sandomierza (Phosphorites cambriens de Sandomierz). — Spraw. P. I. G. (C. — R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 4. Warszawa.
- KUHL J. 1931. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych okolic Sandomierza (Compte-rendu des recherches pétrographiques du Cambrien moyen des environs de Sandomierz). — Pos. Nauk. P. I. G. (C. — R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 29. Warszawa.

- SAMSONOWICZ J. 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des montagnes de Święty Krzyż (Sainte Croix), Pologne centrale). — Spraw. P. I. G. (C. — R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 1. Warszawa.
- 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 w okolicach Międzygórze na arkuszu Sandomierz mapy 1:100 000 (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1927 pour la feuille Sandomierz, Massif de S-te Croix). — Pos. Nauk. P. I. G. (C. — R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 19-20. Warszawa.
- 1934. Objasnienia arkusza Opatów. — Ogólna mapa geologiczna Polski, zeszyt 1. P. I. G. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. 1954. The problem of glauconite (Zagadnienie glaukonitu). — Arch. Miner., t. XVIII, z. 1. Warszawa.
- TOMCZYK H. 1954. Stratygrafia gotlandu niecki Międzygórze w Górach Świętokrzyskich na podstawie fauny z łupków graptolitowych (Stratigraphy of the Gothlandian of the Międzygórze Basin — Święty Krzyż Mts. — on the basis of the fauna from the graptolitic shales). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 93. Warszawa.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1957. Warstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich (Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy Cross Mountains — Central Poland). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVII, z. 1—4. Kraków

M. ТУРНАУ-МОРАВСКА

ГЛАУКОНИТОВЫЙ КОНГЛОМЕРАТ НИЖНЕГО ОРДОВИКА РАЙОНА МЕНДЗЫГУЖА В СВЕНТОКЖИСКИХ ГОРАХ

(Резюме)

На основании петрографического изучения глауконитового конгломерата и сопутствующих ему ордовикских пород района Мендзыгужа автор старается показать условия трансгрессии ордовикского моря. Особенное внимание обращает она на среду формирования глауконита строящего оболочки гальки и выступающего в разных формах и генерациях в песчаной массе конгломерата. Рассматривается также проблема обнаруженных в этой массе автогенных фосфатов и взаимного замещения фосфатов и глауконита. Принимая во внимание результаты наблюдений многих исследователей, а особенно Гаддина (1927, 1932) доказывающих, что глауконит образуется в условиях прерываемой седиментации и в общем не свойствен грубообломочным отло-

жениям возникающим во время морской трансгрессии, автор предполагает, что трансгрессия поступала медленно, менялось положение береговой линии и процессы осаждения гравия подвергались временному прерыванию. Совместное наличие глауконита и автогенных фосфатов в исследуемых осадках автор объясняет временными изменениями аэрации, какие происходили в морском бассейне в первых фазах трансгрессии на неровный рельеф кембрийской суши. Взаимное замещение этих минералов в оболочках гальки и разных агрегатах совмещающих масс конгломерата автор объясняет лёгкостью изменений коллоидного состояния этих минералов. В нижнем отделе ордовика глауконит обильно образующийся благодаря приносу железа и калия с подвергавшегося выветриванию материка замещает фосфаты. В высших партиях осадка процесс протекает в обратном направлении вследствие менее благополучных условий для формирования глауконита.

M. TURNAU-MORAWSKA

**A GLAUCONITIC CONGLOMERATE FROM THE LOWER ORDOVICIAN
IN MIĘDZYGÓRZ, HOLY CROSS MOUNTAINS, CENTRAL POLAND**

(Summary)

ABSTRACT: On results of petrographic studies concerning the Ordovician conglomerate of Międzygórz and particularly on the character of glauconite and authigenic phosphates in this rock, suggestions are made as to the conditions accompanying transgressive movements of the Ordovician sea.

After a petrographic study of the glauconitic conglomerates from the Ordovician of Międzygórz the writer presents her conclusions as to the environmental conditions of marine transgression. These conglomerates are mainly composed of well rounded pebbles of siltstones and phosphorites derived from Cambrian rocks; fragments of shales, vein quartzes and cherts are less abundant. The matrix of the conglomerate is composed of quartz grains, glauconite, phosphatic shells of brachiopods, authigenic phosphates, pyrite, sometimes limonite. Glauconite crusts on most of the siltstone and phosphorite pebbles are particularly interesting. On some pebbles, by means of microscopic examination one may observe a crust of yellow isotropic phosphates gradually passing into an outer

glauconite crust. The various aspects of glauconite occurring in the matrix indicate various stages of its formation. This mineral forms a fine coating on quartz grains and fills minute cracks in these grains, it changes the clay lumps into more or less homogeneous glauconite aggregates, it partly replaces the authigenic phosphates. Moreover, glauconite is seen in grains of an intense green colour, mostly elongated and squeezed in between quartz grains; these grains must have been plastic on being embedded in the sand. Rounded or angular grains of glauconite, transported in a rigid state and showing some traces of wear are rarer. Finally we may note a pale-green scaly glauconite in epigenetic veinlets of the rock, often associated with kaolinite and phosphates. These veinlets are intersected by other, perhaps younger veinlets, containing gypsum and limonite.

In the finegrained sandstones overlying the conglomerate layer of about 8 m. thickness, the glauconite percent is initially still considerable, in the higher levels this mineral is unstable, replaced by pyrite and phosphates, finally it appears only in allogenic decomposed relics. Most interesting are intraformational phosphorite breccias and other traces of reworking of the sediment.

When interpreting the transgressive movements of the Ordovician sea, the writer discusses Hadding's (1932, p. 83) opinion that „as a rule glauconite is never present in real, primary basal beds in the marine series of strata.... Wherever this mineral occurs in a "basal conglomerate" the remains of an older, wholly or partly desintegrated series of strata are included in the same. This is for instance the case with the Obolus conglomerate in Dalecarlia (see Hadding 1927, pp. 88 and 148)". According to Hadding "glauconitic crusts on fossils and pebbles were formed on negative sedimentation taking place (as a rule with formation of intraformational conglomerate)", (1932, p. 78). These conclusions of Hadding were documented by numerous lithological observations in the Paleozoic of Sweden, but according to the writer they cannot be generalized for all coarsegrained clastic rocks formed during transgressive movements.

The conglomerates of Międzygórz are not basal conglomerates in a restricted sense, but they are basal conglomerates on a sedimentary base formed during transgression, and show no features of intraformational conglomerate. Nevertheless the glauconitic crusts on pebbles are their characteristic stamp. One may, however, suppose here moderate transgressive movements with washing effects during these movements, changes in the position of the shore line and short stages of negative sedimentation. These conclusions are based upon following observations: 1) character of glauconite coating on pebbles, 2) texture of matrix in

which are embedded angular and parallel-disposed fragments of crustal pebbles, 3) traces of intraformational reworking, occurring in the bottom and top of the conglomerate series.

The writer explains the conditions of glauconite formation in the studied rocks, with reference to the investigation results of Hessland (1950) concerning the Senonian Ahus Series of Kristianstad, Sweden, which had been formed during transgression. On lithological and geochemical observations Hessland arrives at the conclusion that glauconite forms abundantly as a result of marine transgression over a deeply weathered land surface. Under these conditions great quantities of silica, iron and potassium are carried to the sea and fixed as glauconite. According to Hessland the potassium content in sea water is low and cannot play any important role in glauconite formation, hence an additional supply is here necessary. This agrees with the opinions of L. Cayeux (1897) and C. W. Correns (1952).

The writer supposes that glauconite formation in the transgressive series of Międzygórz was most abundant during the first stages of marine transgression over a land of rather irregular physiography. This land had a weathered crust, and the soluble products of desintegration were carried by means of electrolytes, precipitated into the sea, as glauconite. The coagulates of this mineral were accumulated with quartz sand in certain regions of the shallow sea. After removal of the weathering crust, glauconite levels composed mainly of siltstones and detrital phosphorites were formed in a later stage of transgression. During the accumulation processes the pebbles were coated with recently flocculated glauconite and less resistant rocks were crushed and split up. More rigid glauconite aggregates produced glauconite grains present in the matrix and associated with quartz grains from unconsolidated Cambrian rocks.

In sediments overlying the conglomerates, glauconite becomes unstable and finally vanishes in result of the exhaustion of elements necessary for its formation. The microscopic aspect of these rocks in thin section shows that changes in sedimentation conditions proceeded gradually and were interrupted by negative sedimentation and reworking of the deposit. Intraformational breccias appear, locally enriched in phosphates. An organic deposition of carbonates commenced as the afflux of terrigenous material diminished and was finally checked, as the pH increased in a better and more steadily ventilated environment.

These conclusions agree with the opinion of J. Samsonowicz (1950, p. 78) concerning the sedimentation conditions of the investigated Ordovician. That author supposes several oscillations of the sea level in the sedimentation cycle, associated with negative sedimentation and even emersion.

In her considerations of the environmental problems of the Ordovician of Międzygórz the writer discusses the deposition of phosphates and their relation with glauconite. Detrital phosphorites eroded from the Cambrian prevail, but phosphates are also concentrated in shells of brachiopods and in various authigenic aggregates, appearing in the cement of the rock. The author supposes that the inorganic concentration of phosphates could proceed in temporarily stagnant water bodies. According to Hessland (1950, p. 53), in such environment phosphorus is enriched in bivalent state. As soon as the water is ventilated, iron phosphate and then calcium phosphate is precipitated. In sulphur-rich water iron is withdrawn in a bivalent state as sulphide and the phosphates are precipitated mainly as calcium phosphates. Glauconite may originate in various manners but repeated alternating periods of stagnation and ventilation are probably favorable to its formation. Bivalent iron is enriched in periods of stagnation and precipitated in a better ventilated environment in the form of glauconite with prevailing trivalent iron.

The mutual replacement of glauconite and phosphates in the investigated deposits is explained by the writer as resulting from an easy deflocculation of both substances. In the lower Ordovician the more abundant glauconite replaces phosphates in the crusts of pebbles and authigenic aggregates in the cement. In the upper Ordovician the changes proceed in reverse direction because of conditions less favourable for glauconite.

*Institute of Petrography of Sedimentary Rocks
of the Warsaw University
Warszawa, May 1959*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ V-VIII
DESCRIPTION OF PLATES V-VIII

PL. V

Fig. 1

Obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu w piaskowcu dolnego ordowiku z MiędzYGórz $\times 100$
Nikole skrzyżowane

Secondary outgrowths on quartz grains in the Lower Ordovician sandstone of MiędzYGórz $\times 100$
Crossed nicols

Fig. 2

Agregat kwarcowo-fosforanowy w piaskowcu z dolnego ordowiku z MiędzYGórz $\times 39$
Nikole skrzyżowane

Aggregate of quartz and phosphates in the Lower Ordovician sandstone of MiędzYGórz $\times 39$
Crossed nicols

PL. VI

Fig. 1

Obraz mikroskopowy otoczaka fosforytu ze zlepieńca z MiędzYGórz $\times 39$
Bez analizatora

Microscopic aspect of a phosphorite pebble from the conglomerate of MiędzYGórz $\times 39$
Without analyser

Fig. 2

Glaukonit w masie piaszczystej zlepieńca $\times 39$
Bez analizatora

Glaucosite in the matrix of the conglomerate $\times 39$
Without analyser

PL. VII

Fig. 1

Masa piaszczysta zlepieńca $\times 39$
Nikole skrzyżowane

Matrix of the conglomerate $\times 39$
Crossed nicols

Fig. 2

Impregnowany siarczkiem żelaza szczątek ramienionoga w piaskowcu znad zle-
pieńca × 39
Bez analizatora

Fragment of brachiopod shell impregnated with iron sulphide in the sandstone
overlying the conglomerate × 39
Without analyser

PL. VIII

Fig. 1

Piaskowiec znad zlepieńca. Okruch kwarcowo-pirytowy ze śródformacyjnej prze-
róbki wkładki z koncentracją siarczków × 39
Bez analizatora

Sandstone overlying the conglomerate. Fragment of a quartz-pyrite intercalation
from intraformational reworking × 39
Without analyser

Fig. 2

Brekcja fosforytowa spośród piaskowców zielonkawych z warstwy trzeciej × 39
Bez analizatora
Phosphorite breccia from the sandstone series overlying the conglomerate × 39
Without analyser

Wszystkie fotografie wykonał J. Burchart
All photographs by J. Burchart

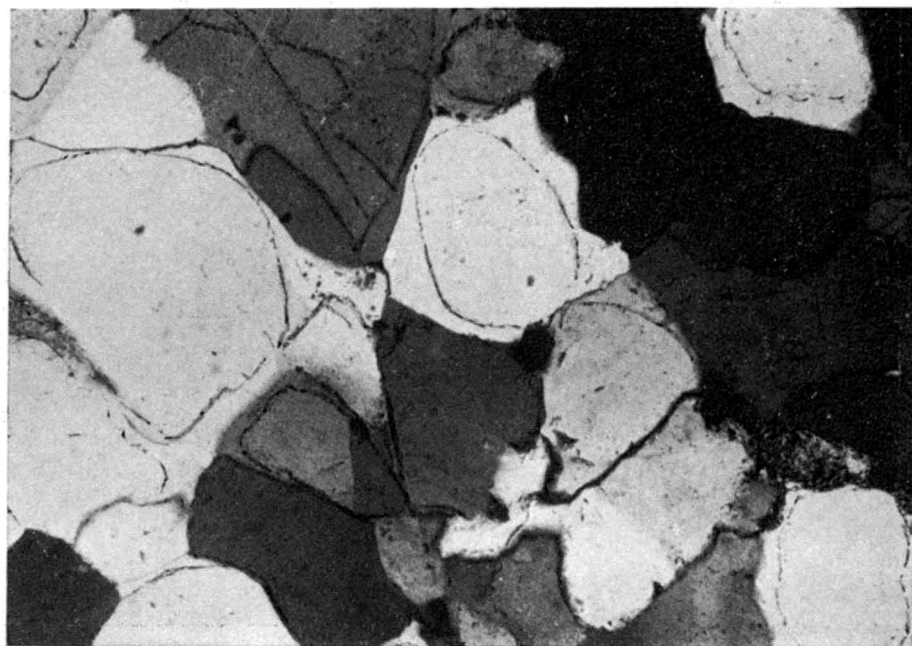


Fig. 1

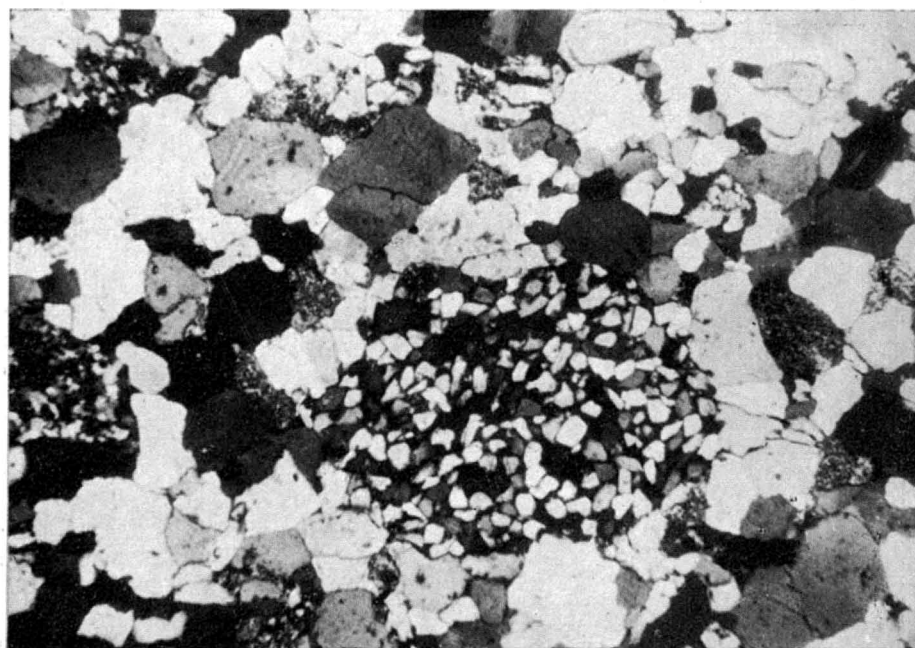


Fig. 2

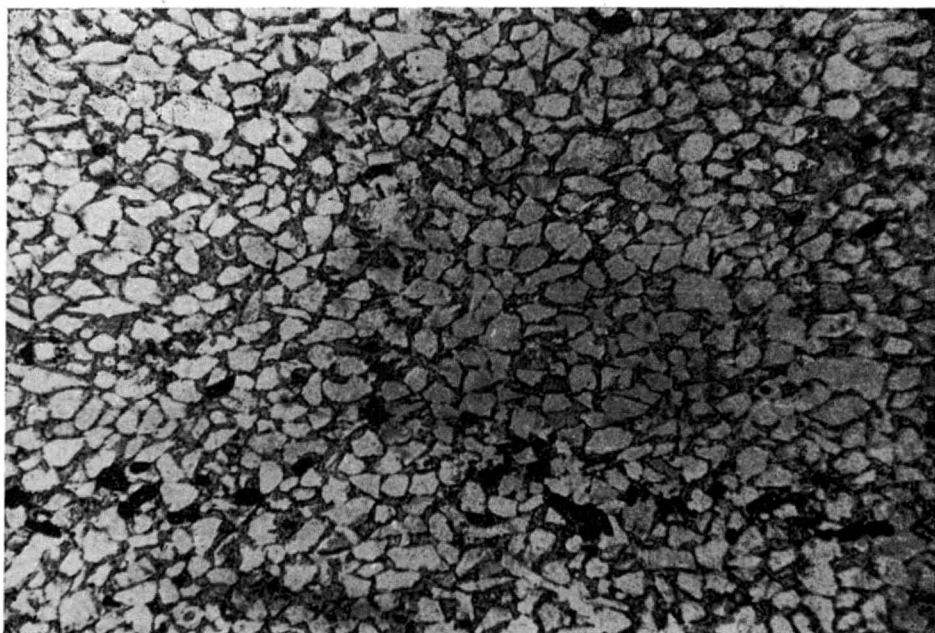


Fig. 1

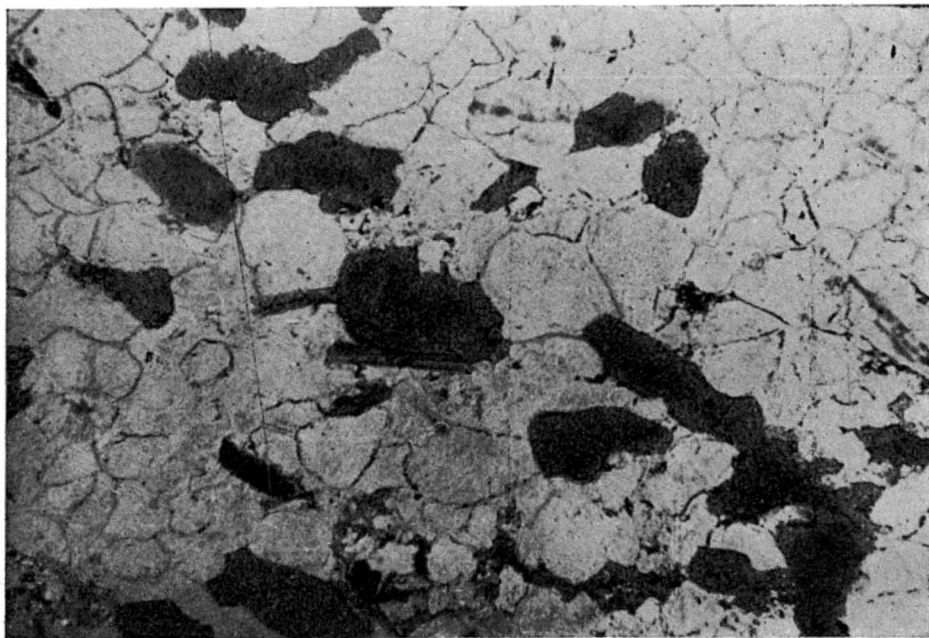


Fig. 2

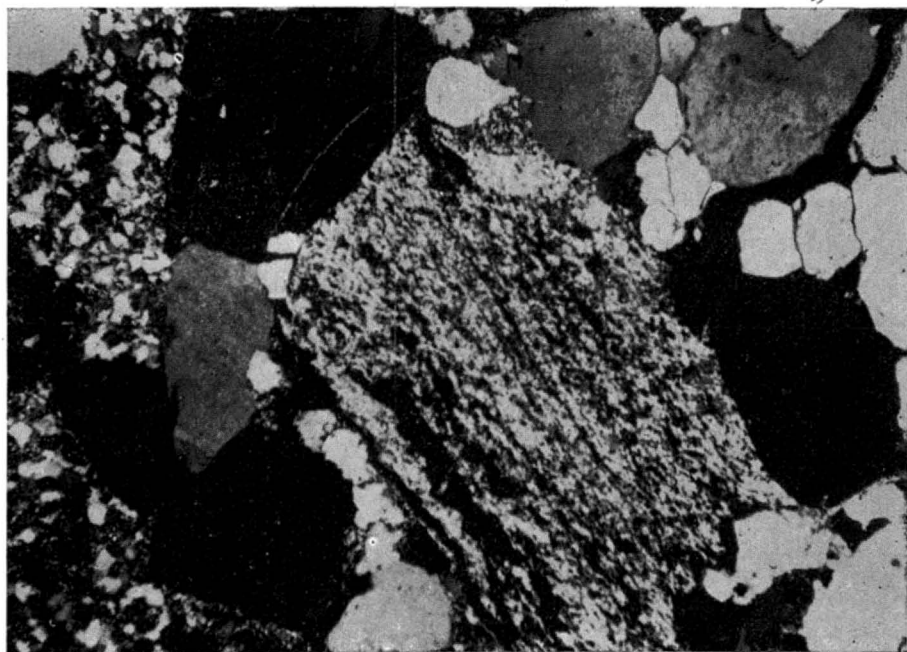


Fig. 1

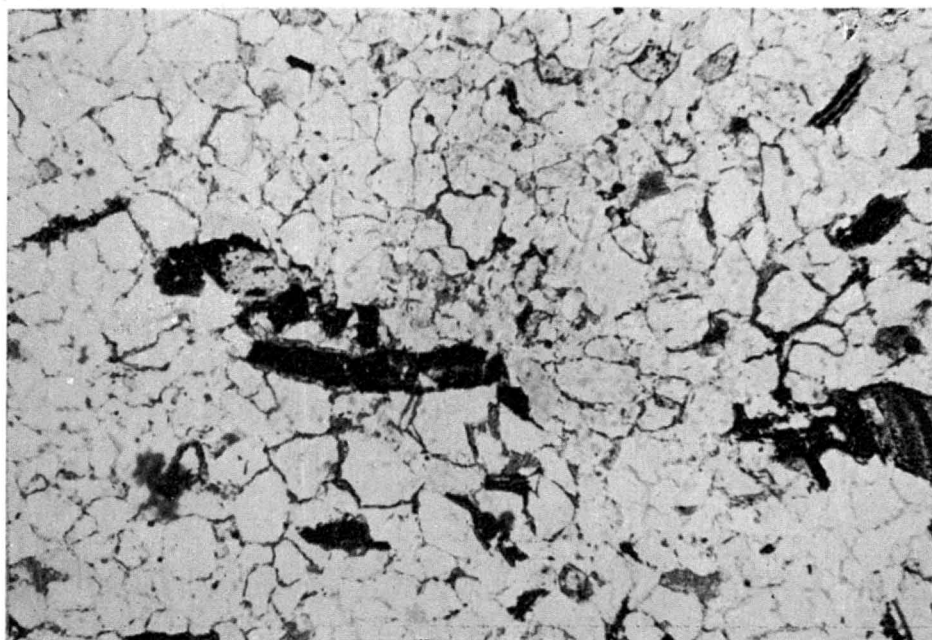


Fig. 2

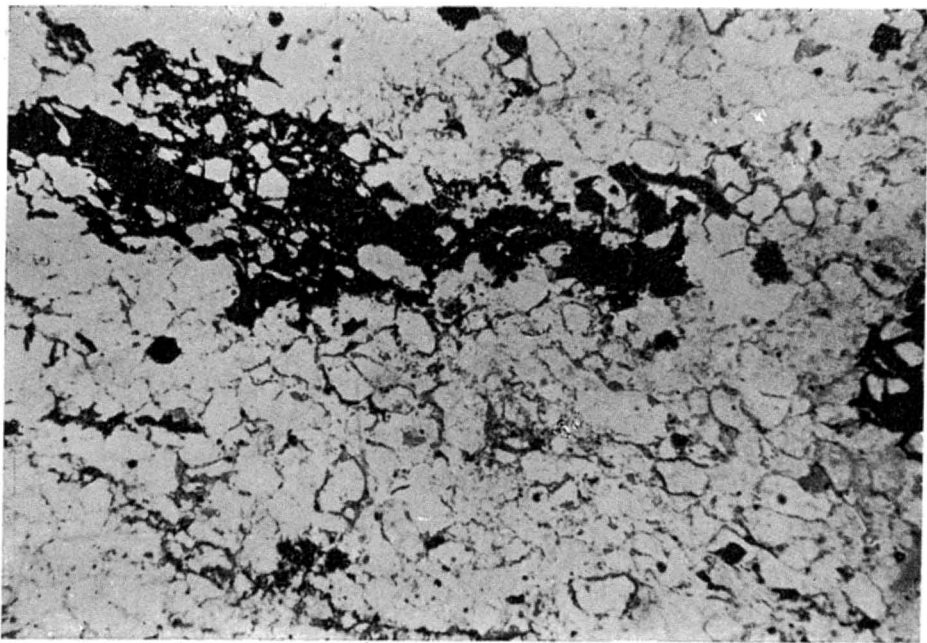


Fig. 1

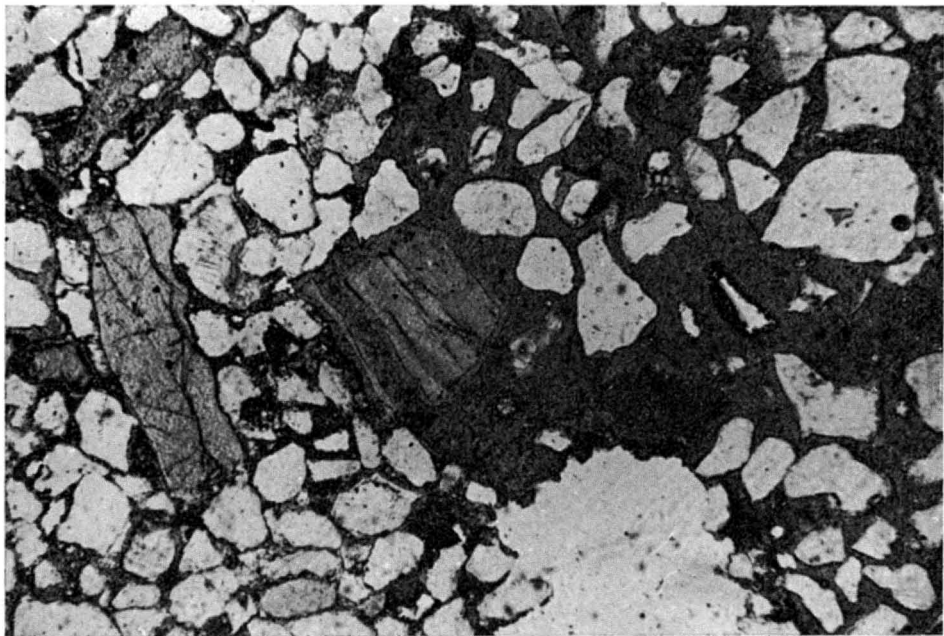


Fig. 2