

Teresa OBERC-DZIEDZIC

## Łupki łyszczykowo-syderytowe z Olesznej Podgórskiej na północnym brzegu bloku izerskiego

Wykazano, że drobnoziarniste łupki łyszczykowo-syderytowe mają wysoki stopień metamorfizmu (występowanie biotyту), czym różnią się od sąsiadujących z nimi łupków kompleksu kaczawskiego. Na podstawie badań przedstawionych w artykule zaliczono je do kompleksu izerskiego.

### WSTĘP

Zagadnienie kontaktu gnejsów izerskich i łupków kaczawskich od dawna zajmuje umysły geologów i jest przedmiotem różnych rozważań i sporów. Określenie tego kontaktu utrudnia niezwykle słabe odkrycie terenu. Z tego powodu każde nowe, sztuczne odsłonięcie dostarcza interesujących danych. Ostatnio nowych wiadomości dostarczyły cztery otwory wiertnicze, wykonane przez Kombinat Geologiczny „Zachód” we Wrocławiu w związku z pracami dokumentacyjnymi prowadzonymi na złożu kwarcu, położonym na północ od Olesznej Podgórskiej koło Lubomierza (fig. 1), ok. 200 m w kierunku 145° od szczytu wzgórza Skalnik (489 m n.p.m.). Złoże to zostało opisane przez W. Smulikowskiego (1969). Skała kwarcowa od południa kontaktuje z drobnoziarnistymi granitami muskowitowymi (W. Smulikowski, 1969, 1972), dla których autorka wprowadziła nazwę leukogranit (T. Oberc-Dziedzic, 1966), od północy natomiast z łupkami łyszczykowymi, które W. Smulikowski (1969) zaliczył do kompleksu kaczawskiego.

Autorka pragnie podziękować mgrowi Z. Florianowi — głównemu specjalistcie d/s surowcowych w Kombinacie Geologicznym „Zachód” — za wyrażenie zgody na pobranie próbek z otworów wiertniczych. Prof. drowi T. Wieserowi i prof. drowi J. Obercowi składa podziękowanie za wnikliwą dyskusję zagadnień poruszonych w artykule.

## OPIS MATERIAŁU Z OTWORÓW WIERTNICZYCH

Otworki wiertnicze usytuowane były w najbliższym sąsiedztwie odsłonięcia skały kwarcowej (fig. 1). Profile tych otworów przedstawiają się następująco:

**Głębokość w m    Opis litologiczny**

## Otwór nr 3

0,00—50,60 Skała kwarcowa.  
50,60—58,60 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe z pirytem.

## Otwór nr 2

0,00—7,00 Gleba, gruz.  
7,00—16,60 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe z nielicznym pirytem.  
16,60—17,80 Brak rdzenia.  
17,80—23,00 Skała biotytowa.  
23,00—24,30 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe z wkładkami łupków kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowych.  
24,30—25,50 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe.  
25,50—30,20 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowe.  
30,20—31,40 Łupki biotytowe z albitem szachownicowym.  
31,40—35,80 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowe.

## Otwór nr 2a

0,00—10,50 Skała kwarcowa.  
10,50—20,80 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe.  
20,80—28,80 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowe.

## Otwór nr 2b

0,00—7,40 Granit droбноziarnisty.  
7,40—8,40 Skała kwarcowa silnie zażelaziona.  
8,40—16,50 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe silnie zażelazione z cienkimi żyłkami kwarcu.  
16,50—19,70 Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe z wkładkami łupków kwarcowo-muskowitowo-syderytowych.

Z profili wynika, że granity zostały nawiercone tylko w jednym otworze (nr 2b). Łupki zapadają tu pod granity, co zakładano już dawniej (T. Oberc-Dziedzic, 1966). W strefie granicznej granit/łupek występuje skała kwarcowa (otworki nr 2a i 2b).

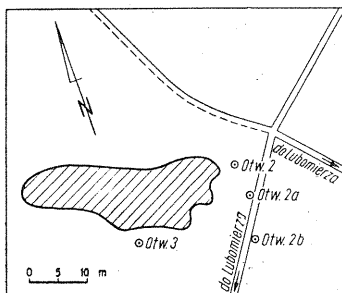


Fig. 1. Rozmieszczenie otworów wiertniczych (kółka) wokół odsłonięcia skały kwarcowej (pole zakreskowane).

Distribution of boreholes (circles) around outcrop of quartz rock (hatched area).

Granity drobnoziarniste zbudowane są z kwarcu, albitu i muskowitu. Kwarc przeważa ilościowo nad innymi minerałami. Niektóre ziarna kwarcu mają automorficzne zarysy i wykazują jednoczesne zanikanie światła, inne są nieregularne i wygaszają faliście światło, jeszcze inne mają budowę mozaikową. Plagioklasy są słabo zsercytyzowane, niektóre mają tabliczkowe zarysy. Prążki bliźniacze są niekiedy powyginane i poprzesuwane. W badanym preparacie nie stwierdzono ani skalenia potasowego, ani też typowego albitu szachownicowego, które występują w innych partiach tych granitów (T. Oberc-Dziedzic, 1966; W. Smulikowski, 1969). Gruboblaszkowy muskowit grupuje się w małe gniazdka. Skalę tę przecinają drobnoziarniste smugi zbudowane z serycytu i mozaiki kwarcowo-albitowej. Są one na ogół równoległe do siebie, czasem jednak splatają się ze sobą. Ich powstanie należy wiązać, podobnie jak powyginanie i poprzesuwanie prążków bliźniaczych w plagioklazach, z deformacją granitu.

Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowe z pirytem występują w otworach nr: 3, 2a i 2b pod skałą kwarcową i w górnej części otworu nr 2. Łupki te pojawiają się także w zwietrzelinie w sąsiedztwie skały kwarcowej, tu jednak są bardzo silnie zwietrzałe i zażelazone, co utrudnia przeprowadzenie obserwacji. Natomiast w rdzeniach wiertniczych z głębokości kilku metrów są zupełnie świeże. Mezoskopowo są to skały barwy beżowej i jasnoszarej o wyraźnej laminacji (tabl. I, fig. 2). Wyodrębnić w nich można laminy kwarcowo-albitowe, muskowitowe i syderytowe. Grubość lamin kwarcowo-albitowych nie przekracza zwykle 1,5 mm, natomiast pozostałych jest zawsze poniżej 1 mm. Laminy kwarcowo-albitowe, zbudowane są z ziarn o zarysach izometrycznych, mają wymiary 0,09—0,06 mm. Jeśli występuje w nich porządkowy muskowit, wówczas ziarna kwarcu i albitu są drobniejsze, a granice lamin niewyraźne. Zaznaczają się wtedy stopniowe przejścia między laminami kwarcowo-albitowymi i muskowitowymi. Laminy muskowitowe zbudowane są z drobnych blaszek ułożonych równoległe do brzegów lamin.

Najbardziej charakterystyczne dla opisywanych łupków jest występowanie syderytu. Minerale ten, którego zawartość w skale sięga 12%, tworzy warstewki równoległe do lamin kwarcowo-albitowych i muskowitowych i zgodnie z nimi zafałdowane. Pojedyncze ziarna w warstewkach są trudne do wyodrębnienia. Zabarwione są na kolor żółto-zielonawy i nigdy nie tworzą zbliźniaczeń. Obecność syderytu została potwierdzona przez badania spektralne w podczerwieni, termiczno-różnicowe i rentgenowskie. Analiza chemiczna warstewki węglanowej wykazała znaczną zawartość MgO, co wskazuje, że mamy tu do czynienia nie z czystym syderytem, lecz z węglanem mieszanym, prawdopodobnie z syderoplezytem. Potwierdzałaby to także nieco podwyższona (ok. 600°C) temperatura reakcji endotermicznej. Wymienione badania wykazały także, że opisywane łupki nie zawierają kalcytu. W laminach syderytowych dość często występuje muskowit. Niektóre partie łupków kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowych zawierają dość znaczną ilość równo rozsianego piirytytu.

Omawiane łupki są niezwykle silnie pofałdowane (tabl. I, fig. 2). Fałdy są symilarne, często także dysharmonijne. Wykazują zwiększoną 2—3-krotnie miąższość na przegubach. Równoczesne zmniejszanie miąższości na

krótszych skrzydłach fałdów często prowadzi do ich porozrywania. Powierzchnie pęknięć lub redukcji miąższości na skrzydłach podkreślone bywają przez syderyt i muskowitz, co wiąże się, być może, z łatwiejszą rekrystalizacją tych minerałów. Osie fałdów nachylone są pod kątem  $25^\circ$ , natomiast skrzydła są strome, a nawet pionowe.

Łupki kwarcowo-muskowitowo-syderytowo-pirytowe tworzą cienkie, kilkucentymetrowe wkładki w obrębie łupków kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowych (otwór nr 2b). Od wyżej opisanych łupków różnią się zieloną barwą i brakiem skaleni. Muskowitz wykazuje tu słabo dostrzegalny zielonawy pleochroizm. Drobne rozmiary blaszek nie pozwalają na ustalenie czy jest to fengit. Łupki kwarcowo-muskowitowo-syderytowo-pirytowe zawierają znaczne ilości pirytu, zawsze w bezkształtnych ziarnach, tkwiących zwykle w przegubach fałdów. Syderyt tworzy warstewki zgodnie zafałdowane z laminami muskowitzu, a także większe, pojedyncze, automorficzne kryształy, otoczone powłoką rudną. Niektóre z tych kryształów występują w kilkuziarnowych zespołach i wówczas obserwuje się słabo zaznaczoną budowę pasową. Te nowotwory węglanów wiążą się prawdopodobnie z mineralizacją obserwowaną w tych łupkach. Minerale rudne występują w żyłkach tnących skałę skośnie do foliacji. Należy jednak podkreślić, że wspomniana wyżej obecność pirytu nie wiąże się z tą mineralizacją, a podobnych żyłek nie obserwowano w innych odmianach nawierconych skał.

Fałdki w łupkach kwarcowo-muskowitowo-syderytowo-pirytowych mają amplitudę 1 mm i są asymetryczne. Skośnie do ich osi przebiegają drobne zmineralizowane pęknięcia, o których była już mowa.

Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowe (tabl. I, fig. 3; tabl. II, fig. 4) tworzą przejścia do łupków kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowych (otwory nr 2 i 2a). Mezoskopowo przypominają cienko warstewkowe gnejsy. Grubość lamin nie przekracza 1 mm. Laminasy jasne zbudowane są z kwarcu i zmiennej ilości albitu. Albit przeważnie nie wykazuje zbliźniaczeń. Rzadziej występują większe blasty albitu szachownicowego, który wobec stwierdzonego w tych łupkach braku skaleni potasowego rozwijał się zapewne na koszt plagioklazu. Muskowitz tworzy samodzielne laminy, zbudowane z małych blaszek ułożonych równolegle. Towarzyszy mu biotyt zgodnie z nim poprzedzany. Biotyt jest w łupku znacznie mniej niż muskowitz. Jest on silnie pleochroiczny  $\alpha$  — jasnożółty,  $\beta = \gamma$  — brązowy. Syderyt układa się zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów izoklinalnych i przedłuża w obręb skrzydeł. Wykazuje cechy analogiczne jak syderyt z łupków kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowych, jednak fakt, że występuje wzdłuż powierzchni osiowych, zdaje się świadczyć, że krystalizacja jego była tu nieco młodsza od deformacji. Łupki kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowe są intensywnie pofałdowane. Fałdy są zawsze dysharmonijne, wykazują amplitudy rzędu 0,5—1 cm.

Łupki biotytowe tworzą wkładkę w łupkach kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowych (otwór nr 2; głęb. 30,20—32,40 m). Jest to skała barwy brązowo-szarej, zbudowana z biotytu o barwach pleochroicznych  $\alpha$  — jasnosłomkowy,  $\beta = \gamma$  — jasnobrązowy. Blaszki biotytu ułożone są równolegle do siebie, a tylko nieliczne zorientowane są skośnie. Te ostatnie nie różnią się jednak od pozostałych ani wielkością, ani

cechami optycznymi. Blaszki wiją się w słabo widocznych fałdach. Oprócz biotyту w skale tej występuje także albit w postaci nieregularnych ziarn do 1 mm średnicy o niezbyt konsekwentnych prążkach bliźniaczych. Towarzyszy mu kwarc. Razem oba te minerały stanowią kilkuziarnowe zespoły do 1,5 mm średnicy. W nieco zwietrzałych łupkach uległy one wylugowaniu i pozostawiły po sobie puste otworki. Akcesorycznie w łupkach tych występuje apatyt. Syderyt tworzy cieniutkie smugi o grubości 0,1 mm, których przebieg jest zgodny z foliacją wyznaczoną przez biotyт, czasem jednak są one wyraźnie skośne.

Łupki biotytowe występują także w strefie przejściowej (otwór nr 2; głęb. 23,0—24,30 m) między łupkami kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowymi i łupkami kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowymi, gdzie tworzą warstewkę grubości kilku centymetrów. Różnią się one od poprzednio opisanych łupków lepiej wykształconą foliacją, ułożeniem kwarcu i albitu w laminy oraz zgodnym z foliacją przebiegiem gęstych warstewek syderytowych. Syderyt występuje także w cieniutkich żyłkach, biegnących pod dużym kątem do foliacji.

W otworze nr 2 na głęb. 16,60/?/ — 23,00 m występuje skała brązowa, masywna, bardzo krucha, zbudowana prawie wyłącznie z biotyту o barwach pleochroicznych  $\alpha$  — słomkowy,  $\beta = \gamma$  — jasnobrązowy. Blaszki biotyту są na ogół dowolnie zorientowane. Sporadycznie występuje w tej skale kwarc i apatyt, dość częste są natomiast minerały rudne.

Granice litologiczne między wymienionymi odmianami skał są zgodne z laminacją i zapadają pod kątem 60—70°.

#### UWAGI O GENEZIE I POZYCJI TEKTONICZNEJ ŁUPKÓW ŁYSZCZYKOWO-SYDERYTOWYCH

Łupki łyszczykowo-syderytowe mimo różnic w składzie mineralnym mają pewne cechy wspólne. Są nimi: drobnoziarnistość, doskonale wykształcona laminacja oraz niezwykła intensywność sfałdowania. Między poszczególnymi odmianami istnieją stopniowe przejścia, rzadziej ostre granice. Warstewki syderytu są na ogół zgodne z przebiegiem lamin innych minerałów i odpowiadają im grubością. Są też równomiernie rozmieszczone. Pojawienie się syderytu w płaszczyznach osiowych fałdów czy też powstanie automorficznych ziarn tego minerału można wiązać z jego łatwą rekrytalizacją. Piryт związany jest tylko z niektórymi odmianami, przede wszystkim z łupkami kwarcowo-muskowitowo-syderytowo-pirytowymi i kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowymi. Nie występuje natomiast w łupkach z większą koncentracją biotyту.

Ważną cechą wspólną wszystkich łupków jest brak w nich kalcyту oraz objawów metasomatozy skaleniowej, czy też doprowadzania innych składników. Wszystkie te cechy przemawiają za tym, że mamy tu zachowane niezmienione stosunki między skałami z czasów sedymentacji. Skład mineralny łupków wskazuje, że skałami wyjściowymi mogły być łupki ilaste i mułowce powstałe w warunkach facji syderytowo-piryтowej. Trwałość syderytu według R. M. Garrelsa i C. L. Christa (1965) uwarunkowana jest bardzo wysoką aktywnością rozpuszczonego w wodzie CO<sub>2</sub>,

który dostarczany jest z rozkładu materii organicznej. Koncentracja syderytu mogła nastąpić jeszcze w czasie sedymentacji lub też w okresie wczesnej diagenety.

Warunki — w jakich powstały skały wyjściowe dla łupków łyszczykowo-syderytowych — mogły być zbliżone do tych, w jakich osadzały się, opisane przez W. Narebskiego (1958), łupki istebniańskie górne, które cechuje także brak węgla wapnia oraz niewielka ilość pirytu. Według W. Narebskiego łupki te osadzały się w morzu geosynklinalnym, o ruchliwym dnie przy częstej redepozycji materiału terygenicznego. Koncentracja syderytu miała miejsce w stadium wczesnej diagenety osadu.

Łupki łyszczykowo-syderytowe różnią się znacznie zarówno od znanych dotychczas łupków izerskich, jak i od łupków kaczawskich. Od łupków izerskich różnią się bardzo drobnym ziarnem, brakiem skalenia potasowego, powszechną obecnością syderytu i stylem deformacji, natomiast od łupków kaczawskich odróżnia je wyraźnie wyższy stopień metamorfizmu, z czym wiąże się występowanie biotyту, który dotychczas nie był opisany z tych skał.

Z tego powodu trudno jest ustalić pozycję łupków łyszczykowo-syderytowych. Ponieważ w niedalekim sąsiedztwie występują zarówno w zwierzlinie, jak i w nielicznych odsłonięciach bardzo słabo zmetamorfizowane łupki kaczawskie, skały opisane w tym artykule należy wiązać z kompleksem izerskim. W tym ujęciu byłyby one odpowiednikami łupków z Pilchowic i zajmowałyby miejsce na granicy kompleksów kaczawskiego i izerskiego. Opisane łupki nie wykazują śladów oddziaływania termicznego sąsiednich granitów drobnoziarnistych, których magmowa natura nie została przekonywująco udowodniona. Przeciwnie, wszystkie cechy łupków świadczą, że metamorfizm odbywał się podczas silnych ruchów dyferencjalnych, a krystalizacja minerałów nie przekroczyła czasu deformacji.

Warunki metamorfizmu łupków łyszczykowo-syderytowych określa z jednej strony pojawienie się biotyту, z drugiej natomiast trwałość syderytu, co odpowiada wyższym zakresom facji zieleńcowej w ujęciu F. J. Turnera (1968).

Instytut Nauk Geologicznych  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
Wrocław, ul. Cybulskiego 30  
Nadesłano dnia 6 lipca 1977 r.

#### PIŚMIENICTWO

- GARRELS R. M., CHRIST C. L. (1965) — Solutions, Minerals and Equilibria. New York.
- NAREBSKI W. (1958) — Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów fliszu karpackiego. Arch. miner., 29, p. 5—100, nr 1. Warszawa.
- OBERC-DZIEDZIC T. (1966) — Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem

kaczawskim w okolicach Lubomierza. Z geologii Ziemi Zachodnich, p. 139—167. Wrocław.

SMULIKOWSKI W. (1969) — Złoże kwarcu żyłowego w Olesznej Podgórskiej na tle innych złóż kwarcu w północnej odkrywce granitu Karkonoszy. Prz. geol., 17, p. 566—572, nr 11. Warszawa.

SMULIKOWSKI W. (1972) — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 6, p. 97—188. Warszawa.

TURNER F. J. (1968) — Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. New York.

Тереса ОБЕРЦ-ДЗЕДЗИЦ

### СЛЮДИСТО-СИДЕРИТОВЫЕ СЛАНЦЫ В ОЛЕШНОЙ ПОДГУРСКОЙ НА СЕВЕРНОМ КРАЮ ИЗЕРСКОГО БЛОКА

#### Резюме

На север от Олешной Подгурской около Любомежа на границе между мелкозернистыми гранитами и слюдистыми сланцами залегает кварцевая порода. Для документационных целей вблизи залегания кварцевых пород пробурено четыре скважины (фиг. 1). Слюдистые сланцы залегают в скважине № 3 и 2a под кварцевой породой, в скважине № 2b — под гранитом и кварцевой породой, в скважине № 2 они начинаются от поверхности земли, и погружаются на юг под граниты.

В слюдистых сланцах можно выделить несколько разновидностей: кварцево-альбитово-мусковитово-сидеритовые сланцы, кварцево-альбитово-мусковитово-биотитовые сланцы, кварцево-мусковитово-сидеритово-пиритовые сланцы и биотитовые сланцы с сидеритом. Все разновидности мелкозернистые с отличной расслоенностью. В зависимости от разновидности можно выделить тонкие кварцевые, кварцево-альбитовые, слюдистые и сидеритовые слои. Сидерит присутствует в виде слоев, параллельных слоям других минералов, а иногда вдоль осевых поверхностей мелких складок. Пирит часто скапливается в перегибах складок и приурочен главным образом к кварцево-мусковитово-сидеритово-пиритовым сланцам. Следует отметить отсутствие в сланцах кальцита, а также проявления фельдшпатизации и притока других компонентов. Все разновидности сланцев переходят одна в другую, а их литологические границы погружаются под углом 60—70° и параллельны слоистости.

Сланцы сильно смяты (табл. I, фиг. 2, 3; табл. II, фиг. 4), преобладают симилярные и дисгармонические складки.

Свойства сланцев говорят о том, что соотношения в них остались неизменными со времени седиментации, судя по минеральному составу можно предполагать, что исходными породами могли быть глинистые сланцы и алевролиты, образовавшиеся в сидеритово-пиритовой фации. Концентрация сидерита могла происходить во время седиментации или в период раннего диагенеза.

Слюдистые сланцы с сидеритом значительно отличаются как от изерских так и от качавских сланцев. От изерских сланцев они отличаются очень мелкими зернами, отсутствием калиевых полевых шпатов, повсеместным присутствием сидерита и видом деформаций. От качавских сланцев отличаются высшей степенью метаморфизации, чем обусловлено

наличие биотита, который ранее не отмечался в качавских сланцах. Так как по соседству в продуктах выветривания немногочисленных обнажений встречены слабо метаморфизованные качавские сланцы, описанные в статье породы следует относить к изерскому комплексу. В таком виде они могут являться аналогом сланцев Пильховиц и располагаться на пограничьи качавского и изерского комплексов.

Слюдистые сланцы с сидеритом не носят на себе следов термического воздействия соседних мелкозернистых гранитов, магмовый характер которых не был доказан. Метаморфоз сланцев происходил во время сильных дифференциальных движений, а кристаллизация только во время деформаций. Условия метаморфоза слюдистых сланцев с сидеритом с одной стороны обуславливают появление биотита, а с другой устойчивость сидерита.

Teresa OBERC-DZIEDZIC

### MICA-SIDERITE SCHISTS FROM OLESZNA PODGÓRSKA, NORTHERN MARGIN OF THE IZERA BLOCK

#### Summary

Quartz rock occurs at the boundary of fine-grained granites and mica schists north of Oleszna Podgórska near Lubomierz. In connection with demonstrating resources of the rock, four drillings were made in its proximity (Fig. 1). Two drillings (no 3 and 2a) entered mica schists beneath the quartz rock, one drilling (no 2b) — beneath granite and the quartz rock, and the last one (no 2) — just below the surface. The schists are dipping southwards beneath the granites.

It is possible to differentiate several varieties of schists: quartz-albite-muscovite-siderite, quartz-albite-muscovite-biotite, quartz-muscovite-siderite-pyrite and biotite schists with siderite. All the varieties are fine-grained and excellently laminated. Depending on the variety, it is possible to distinguish quartz, quartz-albite, mica and siderite laminae. Siderite occurs in laminae parallel to those formed of other minerals or, sometimes, along axial planes of small folds. Pyrite is often concentrated in bends of folds and is primarily related to quartz-muscovite-siderite-pyrite schists. It should be emphasized that calcite is absent and that neither traces of feldspatization nor supply of other elements were found here. There are transitions between all the varieties of schists and lithological boundaries between the varieties are dipping at the angle of 60—70° and are parallel to the lamination.

The schists are intensively folded (Pl. I, Figs. 2—3; Pl. II, Fig. 4). Isoclinal and disharmonic folds are most common here.

The nature of these schists suggest that their ratios are preserved unaltered since the sedimentation. The mineral composition indicates that clay shales and siltstones formed in the siderite-pyrite facies were parent rocks of these schists. Concentration of siderite could have taken place during the sedimentation or at the beginning of diagenesis.

Siderite-bearing mica schists markedly differ from both the Izera and Kaczawa schists. They differ from the former in being very fine-grained, the lack of potassium feldspar, omnipresence of siderite and the style of deformations, and from



the latter in more advanced metamorphism and resulting presence of biotite which, up to the present, is not known from the Kaczawa schists. Weakly metamorphosed Kaczawa schists were found in the waste and innumerable outcrops in the proximity of rocks described here so the latter should be considered as related to the Iżera complex. If this is the case these rocks would represent equivalents of the schists from Pilchowice and occur at the boundary of the Kaczawa and Iżera complex.

Siderite-bearing mica schists do not display traces of thermal effects of neighbouring fine-grained granites which igneous nature is still to be proved. The metamorphosis of schists took place during strong differential movements and the crystallization did not continue after the deformations. The metamorphism conditions are determined by the occurrence of biotite on the one hand and the persistence of siderite on the other hand.

## TABLICA I

Fig. 2. Łupek kwarcowo-albitowo-muskowitowo-syderytowy. Ciemne warstewki zbudowane są z syderytu. Widoczne liczne fałdy symilarne i dysharmonijne z pęknięciami wzdłuż powierzchni osiowej. Fragment rdzenia wiertniczego. Wielkość naturalna; otwór nr 2.

Quartz-albite-muscovite-siderite schist. Dark laminae are formed of siderite. Note numerous isoclinal and disharmonic folds with fractures along axial plane. Core material. Nat. size; borehole no 2

Fig. 3. Łupek kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowy. Zwracają uwagę intensywne zafałdowania dysharmonijne. Fragment rdzenia wiertniczego z otworu nr 2. Wielkość naturalna

Quartz-albite-muscovite-biotite schist. Note intense disharmonic foldings. Core material from the borehole no 2. Nat. size

## TABLICA II

Fig. 4. Łupek kwarcowo-albitowo-muskowitowo-biotytowy. Partia skały zawierająca mniej biotytu jest zafałdowana w fałdy symilarne o amplitudzie 1—2 cm (z lewej strony), część bogatsza w biotyt wykazuje drobniutkie zmarszczenie lamin na zdjęciu niewidoczne (prawa strona u góry)

Quartz-albite-muscovite-biotite schist. A part of rock impoverished in biotite is folded into isoclinal folds 1 to 2 cm in amplitude whilst that richer in biotite displays finely wrinkled laminae which are not visible on the photo (upper right side)

Fot. J. Stachowiak

Photo by J. Stachowiak



Fig. 2



Fig. 3

Teresa OBERC-DZIEDZIC — Łupki łuszczkowo-syderytowe z Olesznej Podgórskiej na północnym brzegu bloku izerskiego



Fig. 4

Teresa OBERC-DZIEDZIC — Łupki łuszczkowo-syderytowe z Olesznej Podgórskiej na północnym brzegu bloku izerskiego