

Zdzisław BARANOWSKI

## ZMETAMORFIZOWANE OSADY FLISZOWE PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI GÓR KACZAWSKICH (JEDNOSTKA RZESZÓWEK—JAKUSZOWA)

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	120
Wstęp . . . . .	120
Budowa geologiczna obszaru . . . . .	120
Zarys budowy geologicznej dolnego piętra Gór Kaczawskich . . . . .	120
Zarys budowy geologicznej jednostki Rzeszówek—Jakuszowa . . . . .	123
Litologia . . . . .	124
Formacja wulkaniczna . . . . .	124
Formacja pochodzenia osadowego . . . . .	124
Stratygrafia . . . . .	125
Tektonika . . . . .	125
Stosunek formacji zieleńcowej do formacji pochodzenia osadowego . . . . .	126
Petrografia skał pochodzenia osadowego . . . . .	127
Łupki . . . . .	127
Łupki krzemionkowe . . . . .	128
Mułowce . . . . .	129
Piaskowce . . . . .	129
Skład mineralny . . . . .	129
Granulometria . . . . .	133
Obszar źródłowy materiału detrytycznego . . . . .	133
Stopień metamorfizmu . . . . .	134
Struktury sedimentacyjne . . . . .	134
Wpływ tektoniki i metamorfizmu na zachowanie struktur sedimentacyj- nych . . . . .	134
Warstwowanie . . . . .	136
Struktury osuwiskowe . . . . .	139
Hieroglify . . . . .	140
Orientacja struktur sedimentacyjnych . . . . .	140
Środowisko sedimentacji . . . . .	140
Wskaźniki organiczne . . . . .	141
Wskaźniki nieorganiczne . . . . .	141
Facja sedimentacyjna, litofacje . . . . .	142
Literatura . . . . .	143
Summary . . . . .	146

## Streszczenie

W pracy opisano główne cechy facji fliszowej z epimetamorficznej formacji staropaleozoicznej północnej części Gór Kaczawskich. Podano zarys budowy

geologicznej, opis zachowanych struktur sedymentacyjnych, charakterystykę petrograficzną występujących tu skał oraz dane o środowisku sedymentacyjnym.

## WSTĘP

Praca niniejsza stanowi wynik badań prowadzonych w latach 1968–1972 w jednej z jednostek geologicznych północnej części Gór Kaczawskich (Sudety Zachodnie). Obejmuje ona zarys budowy geologicznej badanego obszaru oraz dokumentację petrograficzną i sedymentologiczną. Dane sedymentologiczne zawarte w przedstawionym opracowaniu opublikowano w formie skróconej w Roczniku Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Baranowski 1974).

W formacjach metamorficznych Sudetów nie podejmowano dotąd szczegółowych badań sedymentologicznych. Wobec niepewności lub braku ustaleń stratygraficznych korelacja poszczególnych, intensywnie zfałdowanych i rozbitych na bloki jednostek geologicznych opiera się na przesłankach litologicznych. W tym stanie rzeczy wydaje się celowe podjęcie prób

rozpoznania pierwotnych cech sedymentacyjnych lub, jeśli to możliwe, pierwotnych facji sedymentacyjnych w poszczególnych kompleksach metamorficznych.

Praca niniejsza prowadzona była pod naukowym kierownictwem prof. dr. H. Teisseyre, któremu autor pragnie w tym miejscu złożyć serdeczne podziękowanie. Autor składa również serdeczne podziękowania prof. dr. S. Dżułyńskiemu za wprowadzenie w problematykę sedymentacji fliszowej, liczne konsultacje oraz opiekę nad częścią pracy dotyczącą zagadnień sedymentacyjnych. Kolegom z Instytutu Geologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego i Pracowni Starych Struktur Zakładu Nauk Geologicznych PAN autor dziękuje za pomoc i dyskusje w czasie trwania pracy.

## BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ  
DOLNEGO PIĘTRA GÓR KACZAWSKICH

Góry Kaczawskie stanowią jednostkę geologiczną o budowie bardzo złożonej, uformowaną w wyniku kilku faz górotwórczych. W Górach Kaczawskich wyróżnia się dwa piętra: dolne i górne.

Piętro dolne (starszy kompleks skalny) stanowi wycinek orogenu kaledońskiego, ponownie zafałdowanego w czasie ruchów waryscyjskich. Obejmuje ono skały eokambru i starszego paleozoiku, silnie sfałdowane i zmetamorfizowane w strefie epi.

Piętro górne (młodszy kompleks skalny) — oddzielone od piętra dolnego wyraźną dyskordynacją — zbudowane jest ze skał niemeta-morficznych, słabo zaburzonych tektonicznie. Obejmuje ono, z licznymi przerwami, utwory od najwyższego karbonu po miocen.

Ogólny schemat stratygraficzny starszego

kompleksu skalnego Gór Kaczawskich, oparty głównie na porównaniach z obszarem Łużyce i Turyngii, podał Dahlgrün (1934). Przedstawia go tabela 1.

Pomimo że schemat Dahlgrüna nie może być uważany jako obowiązujący w całych Górach Kaczawskich, jest on z pewnymi modyfikacjami stosowany nadal<sup>1</sup>.

Występowanie utworów kambru i ordowiku znalazło w ostatnich latach potwierdzenia faunistyczne (Gorczyca-Skała 1966; Gunia 1967; Baranowski, Urbanek 1972). Należy podkreślić,

<sup>1</sup> Już po zredagowaniu niniejszego opracowania stwierdzono na podstawie fauny konodontowej, że w skład formacji pochodzenia osadowego jednostki Rzeszówek–Jakuszowa wchodzi również skały dolnego i środkowego dewonu (zob. art. Urbanek, Baranowski i Haydukiewicz: Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich — w niniejszym tomie).

Tabela 1

Schemat stratygraficzny dolnego piętra Gór Kaczawskich wg Dahlgrüna 1936

Stratigraphy of the lower stage of the Kaczawa Mts. (according to Dahlgrun 1936)

Kulm Dewon górny Kulm Upper Devonian	zlepieńce, szarogłazy, wapienie w obrzeżeniu Gór Kaczawskich conglomerate, greywacke, limestone in units surrounding the Kaczawa Mts.
Dewon środkowy Dewon dolny Middle Devonian Lower Devonian	brak hiatus
Sylur górny Upper Silurian	łupki krzemionkowe i ałunowe z graptolitami siliceous slate and alum-bearing slate with graptolites
Sylur dolny (ordowik) Lower Silurian (Ordovician)	piętro niebieskoszarych, ubogich w łyszczyk łupków ilastych piętro jasnych, piaszczystych, bogatych w łyszczyk łupków ilastych oraz kwarcyty z Tarczyna (Kuttenberg) stage of bluish-grey mica-poor claystones stage of light-coloured, sandy mica-rich claystones together with Tarczyna (Kuttenberg) quartzite
Kambr wyższy Higher Cambrian	piętro zieleńców z porfiroidami stage of greenschists and porphyroids
Kambr niższy Lower Cambrian	wapienie wojcieszowskie z porfiroidami Wojcieszów limestones and porphyroids
Algonk Algonkian	łupki radzimowickie ze skałami krzemionkowymi Radzimowice slate and siliceous rocks

że stratygrafia w wielu jeszcze istotnych szczegółach jest nierozwiązana.

Schwarzbach (1939) przyjmował istnienie ruchów fałdowych i luki sedymentacyjnej między algonkiem a kambrem oraz istnienie dyskordancji związanych z fazą sardyjską i takońską. Późniejsze badania wykazały brak dyskordancji między algonkiem a kambrem oraz brak oznak niezgodności między kambrem a ordowikiem (Teisseyre 1956). Istnieją przypuszczenia, że w niektórych rejonach zaznaczyła się faza ta-

końska (Jerzmański 1965; Teisseyre 1968), w zasadzie jednak można przyjąć ciągłość sedymentacji od eokambru do syluru. Według Schwarzbacha (1940; 1943) starszy paleozoik Gór Kaczawskich stanowi fragment centralnej części środkowoeuropejskiej geosynkliny kaledońskiej. Geosynklina obejmowała obszar Turynii, Łużyc oraz Sudetów wraz z ich przedpolem, a jej przedłużenie na wschodzie widział Schwarzbach w obszarze Gór Świętokrzyskich.

Łączna miąższość kambro-syluru w Górach Kaczawskich oceniana jest na około 3000 m (Schwarzbach 1939; Teisseyre 1967), przy czym miąższość skał osadowych bez eruptywów wynosi mniej niż 2000 m (Schwarzbach 1940). Teisseyre (1967) zwraca uwagę, że formacja zieleńcowa maksymalną miąższość osiąga we wschodniej części gór, a w części zachodniej ma swój odpowiednik w postaci łupków, nie różniących się od łupków ordowiku. Miąższość ordowiku i syluru szacowana jest na około 1000 m (Schwarzbach 1939). Na arkuszu Świerzawa Zimmermann (1936) oceniał miąższość serii łupkowej na „wiele setek metrów”.

Główne fałdowanie i metamorfoza starszego kompleksu Gór Kaczawskich miały miejsce przypuszczalnie w dolnym lub środkowym dewonie (Teisseyre 1968). Następnie, jak podaje tenże autor, w górnym dewonie obszar uległ rozbiciu na poszczególne bloki i zapadliska, wypełniane osadami molasowymi. W górnym turneju następuje dofałdowanie orogenu, a w następnych fazach (młodobretonskiej i sudeckiej) trwały ruchy pionowe. Po słabych ruchach kimeryjskich nastąpiły silne ruchy na pograniczu kredy i paleogenu. Ruchy te rozczłonkowały obszar kaczawski, częściowo zgodnie ze starymi liniami tektonicznymi, na szereg zrębów i rowów tektonicznych. Jednym z nich jest rów Świerzawy (fig. 1), który dzieli Góry Kaczawskie na część południową i północną. W neogenie nastąpiło wydźwignięcie całego obszaru wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, oddzielającego Sudety od ich przedpola.

W budowie geologicznej obu części Gór Kaczawskich istnieją pewne różnice. Najważniejsze z nich to brak w części północnej łupków radzimowickich zaliczanych do eokambru i wapieni niższego kambru oraz przeciwna wergencja jednostek fałdowych w obu częściach, związana z wachlarzową budową tektogenu (Schwarzbach 1939).

O ile południowy kierunek wergencji w południowej części górotworu nie budzi wątpliwości, to kierunek północny wergencji w północnej części Gór Kaczawskich jest przedmio-

tem dyskusji (Baranowski, Haydukiewicz 1970; Oberc 1972).

W południowej części Gór Kaczawskich Teisseyre (1956) wyróżnił cztery jednostki geo-

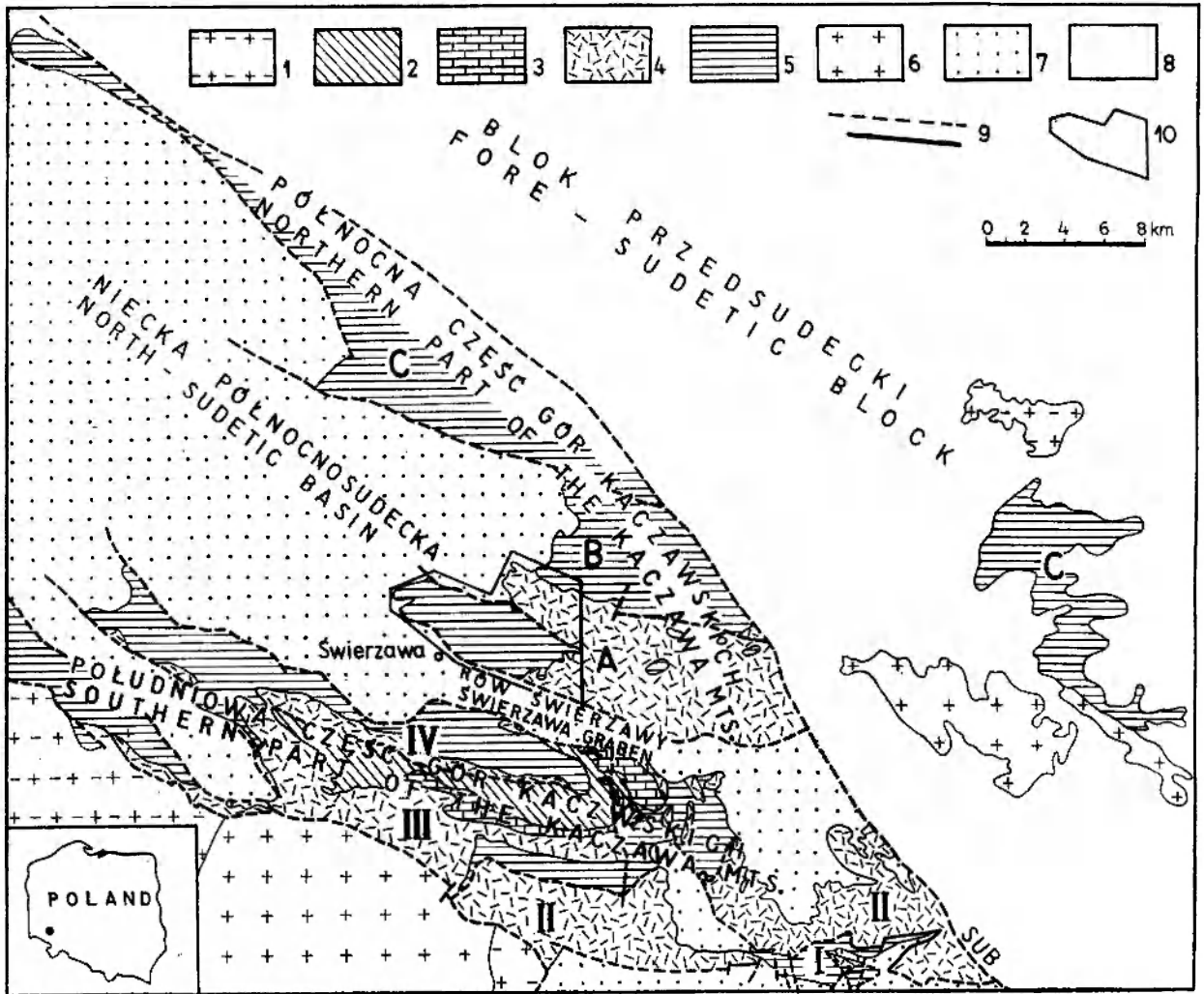


Fig. 1

Szkic tektoniczny Gór Kaczawskich (na podstawie Mapy Geologicznej Regionu Dolnośląskiego, Sawicki 1966)

Jednostki tektoniczne południowej części Gór Kaczawskich (wg Teisseyre 1956): I - jednostka Cieszowa, II - jednostka Dobromierza, III - jednostka Bolkowa, IV - jednostka Świerzawy; Jednostki tektoniczne północnej części Gór Kaczawskich (wg Jerzmański 1965): A - jednostka Rzeszówek - Jakuszowa, B - jednostka Chelmea, C - jednostka Złotoryja - Luboradz;

1 - gnejsy osłony granitu Karkonoszy i gnejsy Wądroża Wielkiego (proterozoik - starszy paleozoik); 2 - metałupki (eokambry); 3 - wapienie krystaliczne (kambry dolny i środkowy); 4 - zieleńce (kambry środkowy i górny); 5 - skały pochodzenia osadowego i diabazy (ordowik i sylur); 6 - granitoidy waryscyjskie; 7 - skały osadowe (karbon, perm, trias, g. kreda - w części SE górny dewon); 8 - skały osadowe (trzeciorzęd); 9 - dyslokacje; 10 - rejon badań; SUB - sudecki uskoc brzeżny

Tectonic sketch-map of the Kaczawa Mts. (based on Geological Map of Lower Silesia, edited by Sawicki 1966)

Tectonic units in the southern part the Kaczawa Mts. (after Teisseyre 1956): I - Cieszów Unit, II - Dobromierz Unit, III - Bolków Unit, IV - Świerzawa Unit; Tectonic units in the northern part of the Kaczawa Mts. (after Jerzmański 1965): A - Rzeszówek - Jakuszowa Unit, B - Chelmeic Unit, C - Złotoryja - Luboradz Unit; 1 - gneiss of the Karkonosze granite mantle and gneiss of Wądroża Wielkie (Proterozoic and Old Paleozoic); 2 - slate (Eocambrian); 3 - marble (Lower and Middle Cambrian); 4 - greenschist (Middle and Upper Cambrian); 5 - metasediment and diabase (Ordovician and Silurian); 6 - Variscan granitoids; 7 - sedimentary rocks (Carboniferous, Permian, Triassic, Upper Cretaceous - in the south-western part of the map also Upper Devonian); 8 - sedimentary rocks (Tertiary); 9 - faults, 10 - area of investigation, SUB - Sudetic Marginal Fault

logiczne wyższego rzędu, tworzące przypuszczalnie pokrywy płaszczowinowe nasunięte na siebie z północy na południe. Poczynając od najwyższej, są to kolejno (por. fig. 1):

*I.* Jednostka Cieszowa, zbudowana z kambryjskich zieleńców oraz ordowickich fyllitów i kwarcytów;

*II.* Jednostka Dobromierza, zbudowana z zieleńców kambru;

*III.* Jednostka Bolkowa, najsilniej zdeformowana, obejmuje eokambryjskie łupki radzimowickie, wapienie i zieleńce kambru, fyllity ordowiku oraz lidyty i łupki graptolitowe syluru;

*IV.* Jednostka Świerzawy, składająca się z wapieni, zieleńców i keratofirów kambru, fyllitów ordowiku i łupków krzemionkowych syluru.

Przy zanurzeniu się całej struktury w kierunku EES, w miarę oddalania się od brzegu gór w kierunku zachodnim, na powierzchni ukazują się coraz to niższe jednostki, a najgłębsza jednostka Świerzawy jest przypuszczalnie parautochtoniczna lub autochtoniczna.

W północnej części Gór Kaczawskich Jerzmański (1965) wydzielił trzy jednostki geologiczne o charakterze blokowym (fig. 1):

*A.* Jednostka Rzeszówek—Jakuszowa (dokładniejszy opis tej jednostki zostanie podany w dalszej części pracy);

*B.* Jednostka Chełmca — zbudowana z łupków kwarcowo-serycytowych z wkładkami kwarcytów, łupków serycytowych, chlorytowych i diabazów ordowiku oraz kwarcytów, łupków krzemionkowych i diabazów syluru;

*C.* Jednostka Złotoryja-Luboradz — zbudowana z łupków serycytowych i chlorytowych z wtrąceniami dolomitów wapnistych ordowiku oraz kwarcytów, łupków krzemionkowych i diabazów syluru.

Wspomniany autor przypuszcza, że jednostki te są fragmentami płaszczowin nasuniętych w kierunku północnym. Najwyższą pozycję zajmuje jednostka Rzeszówek-Jakuszowa, która jest nasunięta na jednostkę Chełmca, a ta z kolei nasuwa się na parautochtoniczną jednostkę Złotoryja-Luboradz.

Oberc (1967; 1972) uważa, że formacja zieleńcowa jednostki Rzeszówek-Jakuszowa odpowiada jednostce Dobromierza z południowej części Gór Kaczawskich, zaś pozostała część

jednostki Rzeszówek-Jakuszowa oraz jednostka Złotoryja-Luboradz odpowiadają jednostce Bolkowa.

#### ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ JEDNOSTKI RZESZÓWEK—JAKUSZOWA

Obszar badań obejmuje zachodnią część jednostki Rzeszówek—Jakuszowa wraz ze strefą graniczną jednostki Chełmca w okolicy Kondratowa (fig. 2).

Od południa jednostka Rzeszówek—Jakuszowa oddzielona jest od osadów najwyższego karbonu i dolnego permu północnym uskokiem Świerzawy. Granica północna jednostki prowadzona jest w rejonie Kondratowa wzdłuż wychodni zieleńców. W kierunku wschodnim, poza obszarem przedstawionym na figurze 2, granica ta nabiera charakteru tektonicznego i jako uskok Myślinowa dochodzi do krawędzi gór. Od północnego zachodu i zachodu starszy paleozoik otaczają skały osadowe i wulkanity dolnego permu niecki północnosudeckiej, a ściślej — wchodzącej w jej skład niecki leszczyńskiej. Od Gozdna granica między permskimi porfirami a starszym paleozoikiem przebiega wzdłuż uskoku Muchowa, zaś na zachód od Kondratowa permskie piaskowce oraz tufy porfirowe i porfiry zalegają niezgodnie na starszym paleozoiku. Od wschodu jednostka Rzeszówek—Jakuszowa obcięta jest sudeckim uskokiem brzeźnym, wyraźnie zaznaczającym się w morfologii. Tak zarysowany obszar występowania utworów starszego paleozoiku w literaturze regionalnej nazywany jest także zrębem Świerzawy.

Gürich (1882), który podał pierwszy zarys budowy geologicznej Gór Kaczawskich, wydzielił na obszarze obecnej jednostki Rzeszówek—Jakuszowa trzy strefy litologiczne. Były to: „strefa niższych diabazów”, „strefa wyższych diabazów” i „strefa wyższych łupków ilastych”. Na podstawie graptolitów znalezionych przez siebie oraz wcześniej przez Roemera (1868) w rejonie wzgórza Wielisławka koło Sędziszowej Gürich zaliczył wyższe łupki ilaste do górnego syluru, zaś pozostałe strefy do dolnego syluru (do syluru i ordowiku w dzisiejszym znaczeniu). Wyróżnione przez Güricha strefy tworzą synklinę otwartą w kierunku północno-zachodnim.

W późniejszych latach omawiany obszar

został opracowany kartograficznie przez Zimmermanna (Kühn, Zimmermann 1918; Zimmermann, Kühn 1936).

Główne wydzielenia litologiczne Zimmermanna przedstawiają się następująco: a) diabazy i łupki zieleńcowe, b) jasne, piaszczyste, bogate w łyszczyk łupki z wtrąceniami kwarcytów, c) szarogłazy, d) czarne łupki krzemionkowe i grafitowe, e) niebieskoszare łupki ilaste pozbawione łyszczyków.

Ze względu na brak horyzontów przewodnich, ubóstwo skamieniałości oraz sfałdowanie i złupkowanie skał Zimmermann nie dokonał wydzieleni stratygraficznych, określając ogólnie kompleks skał metamorficznych jako staropaleozoiczny. Przyjmując następstwo wydzielonych przez siebie warstw jako prawdopodobne i uwzględniając schemat stratygraficzny Dahlgrena (1934), Zimmermann wyraził pogląd, że ogólny kierunek zapadu struktur geologicznych jest północno-zachodni.

Wschodnia część jednostki Rzeszówek — Jakuszowa zbudowana jest z zieleńców, wśród których występują niewielkie wkładki łupków serycytowych, kwarcowo-serycytowych i krzemionkowych. Łupki krzemionkowe, udokumentowane graptolitami, są wieku sylurskiego (Schwarzbach 1939; Jerzmański 1965). Pozostałe łupki zaliczane są do ordowiku, a zieleńce do kambriu (Zimmermann, Kühn 1936; Quitzow 1939; Jerzmański 1965).

#### LITOLOGIA

W budowie geologicznej jednostki Rzeszówek — Jakuszowa biorą udział dwie formacje<sup>2</sup>: formacja wulkaniczna (zieleńce), której zasadnicza część znajduje się poza obszarem badań, oraz formacja pochodzenia osadowego. Wzajemny stosunek tych formacji jak i wiek zieleńców nie jest jasny i zagadnienie to wymaga oddzielnego omówienia.

#### Formacja wulkaniczna

Dominującą część formacji wulkanicznej stanowią zieleńce (fig. 2). Są one zwykle skałą zwięzłą, drobnoziarnistą barwy szarozielonej,

<sup>2</sup> W przedstawionej pracy termin „formacja” odnosi się do nieformalnych jednostek litostratygraficznych niższego rzędu, jak skały pochodzenia wulkanicznego lub skały pochodzenia osadowego. Formacje te składają się na jednostkę wyższego rzędu, tj. „kompleks” skał epimetamorficznych.

przy czym barwa zielona występuje w różnych odcieniach. W wielu partiach występują odmiany mniej lub bardziej złupkowane. Masywne partie zieleńców są z reguły silnie i gęsto splekane. Na obszarze między Jurczycami a Muchowem spotyka się zieleńce o strukturze poduszkowej i migdałowcowej. Na podstawie rozmieszczenia pęcherzyków pogazowych w obrębie poduszek można wnioskować, że w tym obszarze zieleńce stanowią serię normalną (por. np. Schrock 1948). Jak podaje Narębski (1964), w skład mineralny zieleńców wchodzi: albit, chloryt, epidot, augit, aktynolit, serycyt i kalcyt. Akcesorycznie występuje tytanit, apatyt i hematyt. Proporcje składu mineralnego wykazują lokalne wahania. Zieleńce są zmetamorfizowanymi lawami, tufami, tufitami i brekcjami wulkanicznymi, będącymi produktem podmorskiego, zasadowego wulkanizmu (por. np. Schwarzbach 1939; Jerzmański 1965). Narębski (1964) charakteryzuje zieleńce Gór Kaczawskich jako formację spilitowo-keratofirową kaledońskiego cyklu geosynklinalnego. Na NE od Różanej znajduje się niewielkie wystąpienie zieleńców, które Zimmermann (Zimmermann, Kühn 1936) określił jako diabazy. Skała ta makroskopowo niczym nie różni się od zieleńców występujących na pozostałym obszarze.

W obszarze objętym badaniami oprócz zieleńców występuje w rejonie Jurczyc niewielkie odsłonięcie keratofirów i porfirów (por. fig. 2). Szarobrunatny, afanitowy keratofir jest wyraźnie złupkowany. W obrazie mikroskopowym widoczne są drobne listewski skaleni, serycyt, substancja żelazista oraz w minimalnej ilości kwarc. Bladoróżowy, felzytowy porfir jest splekany i gęsto pocięty żyłkami kwarcu, natomiast nie wykazuje złupkowania. Pod mikroskopem widoczne są listewki plagioklaz, miejscami poprzerastane agregatami kwarcowymi. Zimmermann (Zimmermann, Kühn 1936) nazywa tę skałę paleoporfirem.

#### Formacja pochodzenia osadowego

W formacji tej dominującą pozycję zajmują łupki. Część łupków, mułowców oraz lidyty (łupki krzemionkowe) reprezentują ilasto-mułowcowe osady pelagiczne. Przelawicają się one z osadami piaszczystymi, które na podstawie charakteru przelawiceń oraz zachowanych struktur sedymentacyjnych należy uznać za produkt



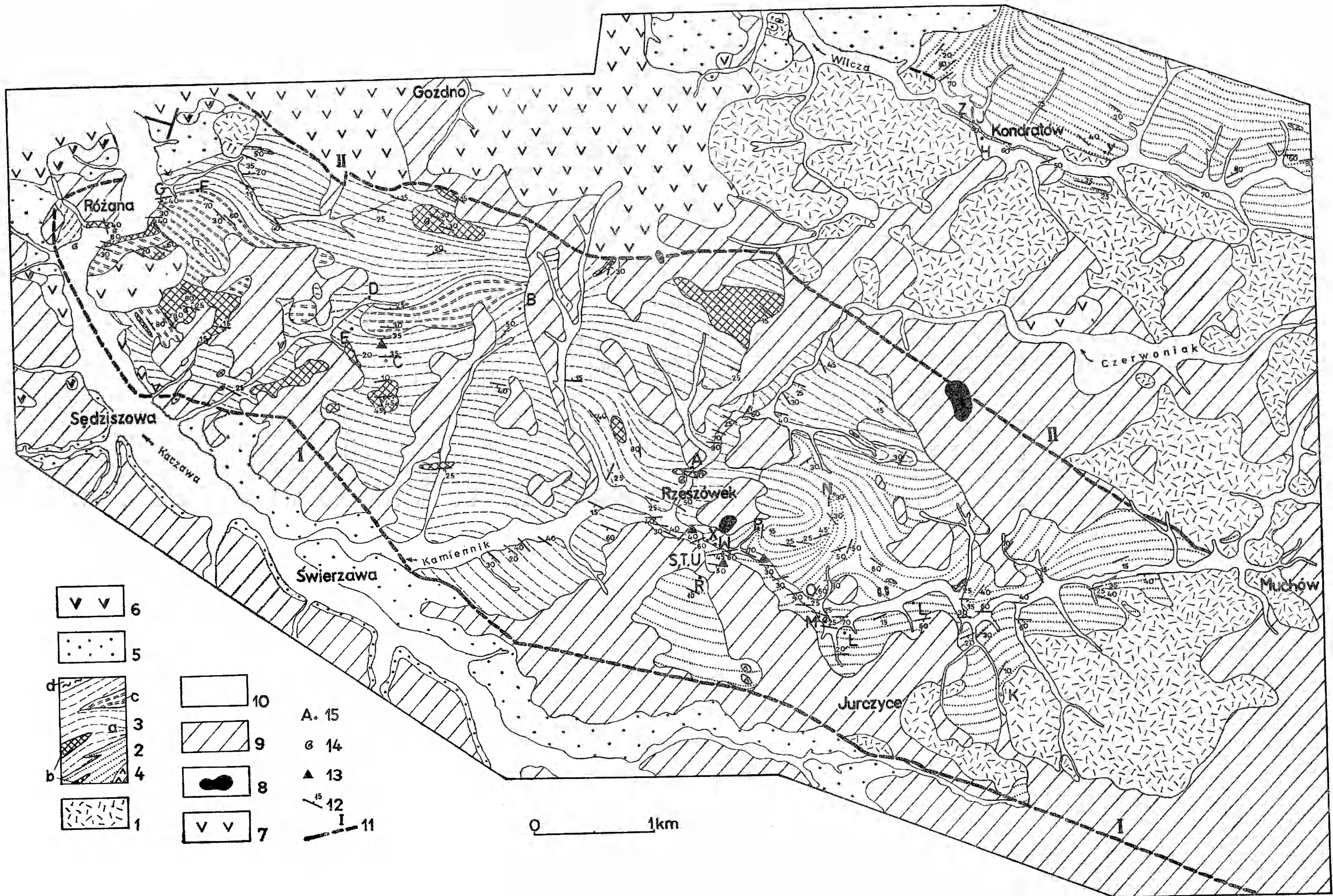


Fig. 2

Szkie geologiczny zachodniej części jednostki Rzeszów-Jakuszowa

1 - zieleńce (g. kambry - sylur?); 2 - flysz normalny (ordowik - sylur); 3 - flysz łupkowy (ordowik - sylur); 3a - ciemnoszare i szaroniebieskie łupki serycytowe, 3b - czarne łupki grafitowe i krzemionkowe (tudyty), 3c - szarozielonkawe łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe z wkładkami jasnych łupków krzemionkowych, 3d - zielone łupki chlorytowe; 4 - keratofir i porfiroid (ordowik - sylur?); 5 - zlepieńce, piaskowce i łupki (najwyższy karbon - dolny perm); 6 - melafiry (d. perm); 7 - porfiry (d. perm); 8 - bazalty (trzeciorzęd); 9 - utwory wodnolodowcowe (plejstocen); 10 - utwory aluwialne (holocen); 11 - dyslokacje (I-I północny uskoc Swierzawy, II-II uskoc Muchowa); 12 - bieg i upad warstw; 13 - miejsce występowania struktur osuwiskowych; 14 - stanowiska fauny; 15 - lokalizacja prób opisanych w tabeli 3

Geological sketch-map of the western part of the Rzeszów-Jakuszowa Unit

1 - greenschist (Upper Cambrian-Silurian?); 2 - normal flysch (Ordovician-Silurian); 3 - shaly flysch (Ordovician-Silurian); 3a - dark-grey and greyish-blue sericite slate, 3b - black graphite slate and black siliceous slate (phtanite), 3c - greenish-grey sericite and sericite-chlorite slate with intercalations of light coloured siliceous slate, 3d - green chlorite-slate; 4 - keratophyre and metarhyolite (Ordovician-Silurian?); 5 - conglomerate, sandstone, and shale (Upper Carboniferous - Lower Permian); 6 - basic extrusive rocks (Lower Permian); 7 - acid extrusive rocks (Lower Permian); 8 - basalt (Tertiary); 9 - Fluvio-glacial deposits (Pleistocene); 10 - alluvia (Holocene); 11 - Faults (I-I - northern Swierzawa Fault, II-II - Muchów Fault); 12 - strike and dip of strata; 13 - Location of slump and sediment flows; 14 - Faunal sites; 15 - Location of samples described in tab. 3



depozycji epizodycznych prądów zawieszinowych (por. np. Kuenen 1964). Ilość ławic piaszczystych w stosunku do łupkowych jest różna w różnych częściach badanego obszaru. Na tej podstawie wydzielono flisz normalny, w którym ilość warstw piaszczystych stanowi od około 15 do 50% ogólnej ilości skał, oraz flisz łupkowy, w którym ilość materiału piaszczystego i mułowcowego wynosi mniej niż około 15% (fig. 2).

W zależności od składu mineralnego i barwy łupków we fliszu łupkowym wydzielono kartograficznie następujące odmiany: ciemnoszare i szaroniebieskie łupki serycytowe (fig. 2—3a), czarne łupki grafitowe i krzemionkowe (lidyty) (fig. 2—3b), szarozielonkawe łupki serycytowo-chlorytowe i serycytowe z wkładkami jasnych łupków krzemionkowych (fig. 2—3c) i zielone łupki chlorytowe (fig. 2—3d).

Wydzielenie odmian litologicznych jest utrudnione złym odsłonięciem terenu. Odsłonięcia znajdują się głównie w dolinach potoków, a obszar między nimi jest płaski, w dużej części pokryty osadami czwartorzędu i praktycznie pozbawiony odsłonięć. Ponadto z jednej strony łupki w poszczególnych odsłonięciach różnią się barwą, intensywnością złupkowania i rekryształizacji oraz domieszkami materiału piaszczystego, zaś z drugiej strony jako całość stanowią zespół monotony, w którym granice wydzieleni nie mogą być przeprowadzone precyzyjnie.

Koło Rzeszówka, w rejonie granicznym między fliszem łupkowym a normalnym (fig. 2), w zwietrzelinie znajdują się bloczki brekcji. Trudno rozstrzygnąć, czy są to fragmenty brekcji pochodzenia osadowego czy też fragmenty brekcji tektonicznej. Nie można więc wykluczyć tektonicznego kontaktu na granicy wydzieleni, choć jest to mniej prawdopodobne.

#### STRATYGRAFIA

Wydzielenia litologiczne przedstawione na mapie nie mają charakteru jednostek stratygraficznych, lecz litofacji (fig. 2). W omawianym obszarze znajduje się kilka stanowisk fauny, jednak brak jest horyzontów przewodnich na co zwracał uwagę już Zimmermann (Zimmermann, Kühn 1936).

Graptolity ze znanych od XIX w. stanowisk w rejonie wzgórza Wielisławka oraz na południe

od Gozdna (fig. 2) należą do piętra taranon, wenlok i dolny ludlow (Hundt 1920).

Nieznane dotąd stanowisko fauny graptolitowej znalazł autor w skarpie potoku Czerwoniak w Rzeszówku (fig. 2). Fauna ta, jak wszystkie szczątki organiczne znajdowane w tym obszarze, jest źle zachowana i dotychczas nie została opracowana. Według opinii L. Tellerera znaleziony materiał reprezentuje dolny sylur (landowery).

W potoku Kamiennik, na północ od Jurzyc, znaleziono stanowisko fauny konodontowej (fig. 2). Występujący tu zespół konodontów reprezentuje środkowy ordowik (Baranowski, Urbanek 1972). Obecność konodontów w zmetamorfizowanych osadach otwiera perspektywę szerszych badań stratygraficznych w tym obszarze.

W kilku miejscach omawianego obszaru znaleziono promienie i otwornice (pl. I, 1—4). Fauna ta jest wprawdzie słabo zachowana, jednak fakt ich występowania należy brać pod uwagę w przyszłych badaniach stratygraficznych opisywanej formacji.

Mimo że nowe stanowiska fauny mają istotne znaczenie dla rozpoznania stratygrafii badanej formacji, brak jeszcze dostatecznej ilości danych dla wyróżnienia w jej obrębie jednostek stratygraficznych. Fliszowy charakter sedimentacji, a zwłaszcza ząbienie się litofacji fliszu normalnego i łupkowego, pozwalają oczekiwać skośnego przebiegu granic litologicznych w stosunku do poziomów czasowych.

#### TEKTONIKA

Tektonika badanej części jednostki Rzeszówek—Jakuszowa, jak i całych Gór Kaczawskich jest skomplikowana i w ramach niniejszej pracy przedstawić ją można tylko w ogólnych zarysach.

Z obserwacji warstwowania frakcjonalnego wynika, że skały pochodzenia osadowego zalegają w pozycji normalnej. Podobną pozycję zajmuje formacja zieleńcowa. Fałdowanie i złupkowanie omawianej jednostki odbywało się w kilku etapach, lecz sekwencja tych deformacji nie jest jeszcze ustalona. W obrazie kartograficznym (fig. 2) najwyraźniej zaznaczają się struktury, których kierunek W—E lub WNW—EES odpowiada głównemu fałdowaniu Gór Kaczawskich (por. Schwarzbach 1939).



Przedstawiony na mapie przebieg struktur tektonicznych wynika ze stwierdzonego w poszczególnych punktach ułożenia warstw. Linie struktur obrazują generalny przebieg fałdów, w szczególności budowa ta jest znacznie bardziej złożona. Intensywność głównego fałdowania uwidacznia się w poszczególnych odsłonięciach, gdzie na małej przestrzeni obserwuje się dużą ilość stłoczonych, drobnych fałdów. Generalna wergencja fałdów jest przypuszczalnie południowa (por. Baranowski, Haydukiewicz 1970).

Na linii Kondratów — Rzeszów — Świerza zaznacza się fleksuralna elewacja (por. fig. 2). Jej kierunek NE—SW jest prawie prostopadły do przebiegu głównych struktur. W rejonie Kondratowa przebieg elewacji jest zgodny ze wschodnią granicą osadów permu i mezozoiku niecki leszczyńskiej. W okolicy Rzeszówka ulega wygięciu przebieg głównych struktur fałdowych, zaś koło Świerzawy zaznacza się wygięcie linii intersekcyjnej północnego uskoku Świerzawy. Z analizy map wynika, że elewacja ma formę fleksury o obniżonym skrzydle północno-zachodnim. Struktura ta jest młodsza od głównego fałdowania a starsza od uskoku Świerzawy, prawdopodobnie wieku waryscyjskiego.

Zrąb Świerzawy jest pocięty szeregiem podrzędnych uskoku biegających poprzecznie do głównych struktur. Część z nich widoczna jest tylko w odsłonięciach, a część zaznacza się w morfologii. W rejonie na zachód od Rzeszówka założone na uskoku doliny potoków mają zbocza wschodnie bardziej strome i wyższe (10—40 m) od zboczy zachodnich. Ponadto po zachodniej stronie dolin zalegają wąskie płyty czwartorzędu (por. fig. 2). Świadczy to o zrzutach bloków na uskoku w kierunku zachodnim, przy czym wielkość zrzutu, raczej nieduża, nie jest bliżej znana. Uskoki te należy więc wiązać z najmłodszymi ruchami, chociaż założenia niektórych uskoku mogą być starsze.

Pojawienie się w kierunku zachodnim coraz to młodszych warstw oraz przebieg struktur geologicznych (szczególnie na zachód od Rzeszówka) wskazywałoby na zanurzanie się całej struktury w kierunku zachodnim.

#### STOSUNEK FORMACJI ZIELEŃCOWEJ DO FORMACJI POCHODZENIA OSADOWEGO

Stosunek formacji zieleńcowej do metaosadowej jest od wielu lat przedmiotem dys-

kusji. Zimmermann (Kühn, Zimmermann 1918; Zimmermann, Kühn 1936) uważał, że granica łupków piaszczystych z zieleńcami nie ma charakteru tektonicznego (z wyjątkiem podłużnych uskoku Myślinowa i Muchowa). Quitzow (1939) twierdził, że zieleńce stanowią pokrywę nasuniętą w kierunku północnym na młodszą formację łupkową, zaś łupki pojawiają się na powierzchni w oknach tektonicznych (por. fig. 1). Zaprzeczył temu Jerzmański (1965), który uważał wystąpienia łupków za normalny nakład osadów na zieleńcach, zachowany w synklinach. Oberc (1972) powraca do poglądu Quitzowa, przyjmuje jednak przeciwny (południowy) kierunek nasunięcia. Autorzy przedstawionych poglądów zakładają kambryjski wiek zieleńców.

W rejonie Kondratowa skały pochodzenia osadowego na granicy z zieleńcami zalegają na ogół stromo. W środkowej części wsi łupki występują w obrębie zieleńców, jednak granica jest trudna do uchwycenia. Między Jurczycami a Muchowem zieleńce zazębiają się ze skałami pochodzenia osadowego tworząc skomplikowaną linię graniczną. W jednym miejscu stwierdzono, że zmetamorfizowane skały osadowe zapadają pod zieleńce (por. fig. 2). Wynika z tego, że zieleńce mogą być nasunięte na formację pochodzenia osadowego lub mogą być od niej młodsze, a obie formacje są zafałdowane wspólnie.

Przyjęcie koncepcji nasunięcia nie wyjaśnia jeszcze obecności wkładek łupków serycytowych i krzemionkowych w obrębie zieleńców ani też wieku zieleńców. Niewielkie wkładki skał pochodzenia osadowego występują wśród zieleńców zarówno na badanym obszarze, jak i na wschód od niego. Jeden z płatów łupkowych na wschód od Muchowa jest udokumentowany faunistycznie jako dolny sylur (Schwarzbach 1939; Jerzmański 1965). Schwarzbach skłaniał się do przypuszczenia, że w czasie fazy takoniskiej osady ordowiku, które znajdowały się na kambryjskich zieleńcach, uległy zgradowaniu, a w czasie transgresji syluru osadziły się łupki krzemionkowe z graptolitami. Biorąc pod uwagę stopniowe przejście od zieleńców poprzez łupki serycytowo-chlorytowe do łupków krzemionkowych (por. Jerzmański 1955) oraz pelagiczny charakter tych osadów, koncepcja Schwarzbacha jest trudna do przyjęcia, zwłaszcza że nie ma dotąd dowodu na wynurzenie

się obszaru Gór Kaczawskich w czasie fazy takonńskiej.

Można przypuszczać, że działalność podmorskiego wulkanizmu w niektórych rejonach Gór Kaczawskich trwała od górnego kambru do syluru. Zdaniem autora co najmniej część zieleńców zalegających na obszarze przedstawionym na figurze 2 jest wieku sylurskiego. Hipoteza ta tłumaczy fakty zebrane w badanym obszarze, a zwłaszcza prześladowanie formacji zieleńcowej z formacją pochodzenia osadowego, zaleganie zieleńców na skałach pochodzenia osadowego i obecność sylurskich wkładek skał osadowych w formacji zieleńcowej. Jest ona zgodna z ogólnymi danymi o Górach Kaczawskich i obecnością górnokambryjskiego wulkanizmu zasadowego w południowej części Gór Kaczawskich oraz ordowickiego i sylurskiego wulkanizmu zasadowego w jednostce Chełmea i Złotoryja—Luboradz.

Przedstawiona hipoteza nie wyklucza możliwości istnienia nasunięcia. Rozstrzygnięcie tego problemu wymaga dalszych badań.

#### PETROGRAFIA SKAŁ POCHODZENIA OSADOWEGO

Skały wchodzące w skład opisywanej formacji nazywane są ogólnie fyllitami, litytami, kwarcytami, kwarcytami zlepieńcowatymi i szarogłazami. Ze względu na skład mineralny wśród fyllitów wydziela się łupki serycytowe, chlorytowe, grafitowe itp.

W niniejszym opracowaniu zwrócono uwagę przede wszystkim na pierwotne cechy badanych skał. Obecne zróżnicowanie na poszczególne odmiany litologiczne jest bowiem w znacznym stopniu wynikiem pierwotnego zróżnicowania deponowanego materiału. Dlatego w tym opracowaniu nie rozpatruje się poszczególnych zespołów skalnych według kryteriów stosowanych dla oznaczenia skał metamorficznych, lecz według kryteriów przyjętych dla skał osadowych. W tym ujęciu metasedymenty składają się z materiału terygenicznego (z wyjątkiem łupków krzemionkowych) o frakcji ilastej, mułowcowej i piaszczystej.

Ponieważ w polskiej literaturze geologicznej nie stosuje się na ogół przedrostka „meta” dla określenia skał metamorficznych pochodzenia osadowego, w dalszej części pracy dla uproszczenia opisywane skały będą nazywane łupkami, mułowcami i piaskowcami względnie szarogłazami.

#### Łupki

Skały te są najbardziej zmienione w porównaniu do pierwotnego osadu. Z minerałów głównych, które można wyróżnić pod mikroskopem, najczęściej występuje serycyt, kwarc i chloryt. W niektórych płytkach cienkich obserwuje się bardzo drobną, słabo reagującą na światło spolaryzowaną masę, w której zaznaczają się smugi serycytu i pojedyncze, drobne ziarna kwarcu. Masa ta przedstawia najprawdopodobniej słabo zmienione minerały ilaste. Potwierdzają to analizy rentgenograficzne, które wykazują obecność illitu, montmorylonitu (?) i kaolinitu.

Serycyt nadaje skale wyraźną kierunkową teksturę (pl. II, 1), a odmiany łupków o mniej wyraźnej kierunkowości spotyka się rzadko. Chloryt występuje albo w formie drobnych łuseczek układających się zgodnie z serycytem, albo tworzy oddzielne, większe blaszki (pl. II, 2, 3). Chloryt występuje we wszystkich odmianach łupków, lecz tylko w niektórych ma znaczenie skałotwórcze.

Kwarc występuje w różnych formach. Często występuje wraz z drobnymi łuseczkami serycytu i chlorytu w mułowcowych laminkach. W masie łupkowej rozrzucone są oddzielne ziarna lub drobne agregaty kwarcu. Ziarna kwarcowe często są wydłużone zgodnie z kierunkiem rekrytalizacji serycytu, albo też w wyniku selektywnej migracji rozproszonego w skale kwarcu tworzą się drobne, mozaikowo zrekrystalizowane, soczewkowate agregaty lub laminki (por. fig. 8, 9; pl. V, 4; pl. VI, 2, 3).

W niektórych partiach łupków występuje w dużych ilościach grafit. Łupki grafitowe są cienko sfoliowane, w ich składzie obok grafitu, serycytu i kwarcu często występuje piryt.

W zielonych łupkach chlorytowych zaznacza się domieszka materiału tufogenicznego. W mikroskopie widoczne są zmienione fragmenty wulkaniczne i duże skupienia leukoksenu. Obok chlorytu i serycytu obecny jest epidot i akty-nolit.

Z minerałów akcesorycznych obserwuje się leukoksen, węglany, piryt i tlenki żelaza. Wśród węglanów najpospolitszy jest syderyt, znacznie rzadszy jest dolomit i kalcyt. Syderyt oraz piryt często tworzą kryształy idiomorficzne. Węglany występują bardzo nieregularnie. W niektórych płytkach skupienia węgla-

nów lub pojedyncze ich kryształy są pospolite, w innych brak ich zupełnie.

Obserwacje mikroskopowe nie dają pełnej informacji o składzie mineralnym łupków. Dodatkowych danych dostarczają załączone wyniki analiz chemicznych (tab. 2).

Tabela 2

Skład chemiczny reprezentatywnych odmian łupków z zachodniej części jednostki Rzeszówek — Jakuszowa  
Chemical composition of representative varieties of slates from the western portion of the Rzeszówek — Jakuszowa unit (in per cent by weight)

Składniki Components	Procenty wagowe				
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	54,33	48,92	57,03	56,63	49,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,16	28,63	21,11	20,11	25,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	4,26	4,38	3,03	8,67
FeO	3,09	3,70	3,59	5,17	0,72
MgO	0,30	1,50	2,91	2,82	0,50
CaO	0,98	0,70	0,98	0,56	1,45
MnO	śl.	śl.	0,26	0,20	śl.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,38	0,83	2,00	0,67
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,45	0,35	0,29	1,57	0,38
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,63	1,89	2,10	1,63	2,78
K <sub>2</sub> O	3,50	5,36	4,18	3,08	4,50
Na <sub>2</sub> O	1,20	1,35	0,80	0,42	1,06
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,15	0,13	—	0,40	0,26
TiO <sub>2</sub>	2,50	2,00	1,60	1,50	1,95
Suma: Total:	99,40	99,17	100,06	99,12	98,57

Analizy wykonały (analysed by): I. Gładala i B. Doroszko.

1. Szaroczarny, słabo sfoliowany łupek serycytowy  
Dark-grey almost unfoliated sericite slate
2. Szary i silnie sfoliowany łupek serycytowy  
Black foliated sericite slate
3. Zielony i fioletowo-czerwony łupek serycytowo-chlorytowy  
Green and violet-red sericite-chlorite slate
4. Jasnozielonkawy łupek serycytowo-chlorytowy  
Light-green sericite-chlorite slate
5. Szarobiały, srebrzysty łupek serycytowy  
Light-grey silvery sericite slate

Skład chemiczny poszczególnych, krańcowo drobnych odmian łupków nie wykazuje większych wahań. Zmiana zawartości MgO wiąże się ze zmiennymi ilościami chlorytu w skale. Wysoki stosunek Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO zaznacza się w łupkach jasno zabarwionych, których ilość w badanym obszarze jest niewielka. Zmienna zawartość P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> wiąże się prawdopodobnie z obecnością submikroskopowych konkrekcji fosforytowych

(por. Jerzmański 1965). W porównaniu do składu chemicznego „średnich” łupków (por. Pettijohn 1957) analizowane łupki wykazują podwyższoną zawartość Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oraz TiO<sub>2</sub>. Podwyższoną zawartość glinki można tłumaczyć ubóstwem materiału mułowego w analizowanych próbach przy jednoczesnej obecności materiału ilastego bogatego w Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Stosunek Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O wynosi około 25, co świadczy o małej dojrzałości osadu (por. Pettijohn 1957). Podwyższona zawartość TiO<sub>2</sub> wiąże się przypuszczalnie z występowaniem leukoksenu. Wysoki procent K<sub>2</sub>O, podwyższone zawartości P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> oraz obecność czarnych łupków grafitowych wskazują na morski charakter osadu. Ciemna barwa zdecydowanej większości osadów oraz obecność grafitu świadczy o redukcyjnych warunkach środowiska sedymentacji.

### Łupki krzemionkowe

Łupki krzemionkowe tworzą warstwy o grubości od kilku mm do kilkunastu cm, występujące na przemian z łupkami grafitowymi. Jeśli przewarstwienia łupków grafitowych są cienkie, delikatne, skała nazywana jest lidytem. Jeżeli zaś przewarstwienia są liczne i grube, skałę określa się jako łupek krzemionkowy.

Pod mikroskopem obserwuje się niemal wyłącznie kwarc, który stanowi zrekrystalizowaną, zazębiającą się mozaikę, wśród której rozproszony jest pigment grafitowy (por. pl. II, 2). Czasem ziarna kwarcu przedzielone są łuskami serycytu. W niektórych szlifach spotyka się grubo zrekrystalizowane szczątki radiolarii. Z minerałów akcesorycznych znaleziono syderyt, piryt i apatyt.

W badanym obszarze wśród łupków serycytowych występują także jasne, kremowoszare łupki kwarcowe (por. fig. 2). Warstwy te, o miąższości do kilku cm, są bardzo zwarte i zlewne. Pod mikroskopem wykazują budowę analogiczną do lidytów, lecz pozbawione są grafitu, natomiast spotyka się w nich niekiedy szczątki radiolarii (pl. I, 3). Ze względu na te podobieństwa zaliczono je do łupków krzemionkowych.

Lidyty i łupki krzemionkowe uważa się za odpowiedniki radiolarytów (por. np. Sujkowski 1937; Carozzi 1960). Na ogół radiolaryty uznawane są za osad organogeniczny, przy czym wzbogacenie środowiska w krzemionkę wiąże

się z działalnością podmorskiego wulkanizmu zasadowego, którego produkty z reguły współwystępują z radiolarytami.

Carozzi (1960) dopuszcza możliwość, że część materiału tworzącego radiolaryty jest pochodzenia detrytycznego. Czynnikiem umożliwiającym depozycję cząstek detrytycznych na dużych głębokościach, z dala od źródeł tego materiału, mogły być prądy zawieszinowe. W opisywanych litytach i łupkach krzemionkowych nie zachowały się jednak żadne struktury, które mogłyby wskazywać na działalność prądów zawieszinowych.

### Mułowce

Pod mikroskopem wyraźnie zaznacza się nierównoziarnista struktura tych skał. Tło skalne stanowi serycytowo-kwarcowo-chlorytowa masa, w której rozmieszczone są większe ziarna kwarcu, rzadziej skaleni (pl. II, 4, 5).

Granice ziarn kwarcu są najczęściej nieostre, zazębiają się ze zrekrytalizowanym tłem. W niektórych płytkach cienkich obserwuje się pojedyncze ziarna cyrkonu, rzadziej turmalinu, które w przeciwieństwie do ziarn kwarcu i skaleni wykazują oznaki obtoczenia. Ziarna skaleni nie mają charakteru blastów.

W tle skalnym dominuje serycyt, bardzo drobny, zrekrytalizowany kwarc oraz zmienne ilości chlorytu. Część tła skalnego jest nierozpoznawalna pod mikroskopem. W małej ilości występuje muskowitz, którego część jest przypuszczalnie pochodzenia detrytycznego. Akcesorycznie występuje syderyt, piryt, autigeniczny epidot, leukoksen i tlenki żelaza.

W większości mułowców widoczna jest kierunkowa rekrystalizacja serycytu, choć czasem jest ona mniej wyraźna. Często w obrębie warstw mułowców obserwuje się frakcjonalne uporządkowanie składników. Posiadają one ostro zarysowaną powierzchnię spągową i nieostrą, przechodzącą w łupkę granicę stropową (por. pl. VII, 1, 2; pl. IX, 4, 6).

### Piaskowce

Poszczególne warstwy piaszczyste makroskopowo różnią się miąższością, barwą i wielkością ziarna. Wśród piaskowców obserwuje się różne odcienie barwy szarej, niekiedy czarnej. Znaczna większość ławic składa się z ziarn

frakcji piaszczystej, w nielicznych przypadkach zaznacza się udział frakcji drobnego żwiru 2–8 mm (tzw. kwarcyty z Tarczyna – Kuttentbergquarzit – Zimmermann, Kühn 1936). Do badań petrograficznych wybrano różne odmiany piaskowców z różnych punktów terenu. Punkty te, oznaczone literami A–Z, zaznaczone są na figurze 2.

Skład mineralny piaskowców oznaczono w płytkach cienkich, przy użyciu mikrometrycznego stolika integracyjnego. W każdej płytce oznaczono 300 ziarn, określając w procentach objętościowych zawartość kwarcu, okruchów skał (stabilnych i niestabilnych), skaleni, łuszczyków oraz tła skalnego (matrix).

Za wielkość graniczną między szkieletem ziarnowym a matrix przyjęto 0,03 mm (por. Gilbert *et al.* 1954; Dott 1964). Przyjęcie niższej wielkości granicznej (0,02), również zalecanej przez tych autorów, byłoby niepraktyczne z uwagi na rekrystalizację matrix (por. pl. V, 1–4).

### Skład mineralny

Skład mineralny piaskowców charakteryzuje tabela 3 i figura 3. W szkielecie ziarnowym największą rolę odgrywa kwarc. Najliczniejsze są ziarna monokrystaliczne, często też obserwuje się ziarna kwarcu polikrystalicznego (żyłowego). Nieliczne większe ziarna wykazują faliste wygaszanie światła, spotyka się też ziarna zawierające nierozpoznawalne wrostki. Niekiedy zewnętrzne zarysy ziarna tworzą formy przypominające zatoki korozyjne pochodzenia wulkanicznego, jednak ze względu na nierówne najczęściej zarysy ziarn, spowodowane rekrystalizacją, nie można jednoznacznie stwierdzić istnienia zatok korozyjnych.

Wśród okruchów skał najliczniej występują fragmenty słabo zmetamorfizowanych łupków. Są to łupki serycytowe, czasem z domieszką chlorytu, oraz łupki serycytowe z domieszką pigmentu grafitowego. Na drugim co do ilości miejscu występują okruchy kwarcytów albo metałupków krzemionkowych, składające się z mozaikowo zgranulowanego kwarcu, poprętykane niekiedy łuseczkami serycytu (pl. IV, 3). W kilku przypadkach zaobserwowano okruchy złożone z zazębiających się ziarn kwarcu i albitu. Mniej licznie spotyka się fragmenty skał wulkanicznych. Małe rozmiary fragmentów utrud-



niąją ich identyfikację, w większości są to najprawdopodobniej fragmenty kwaśnych wulkanitów.

Skalenie reprezentowane są wyłącznie przez plagioklasy o zawartości anortytu nie przekraczającej 10%. Skalenie najczęściej są zbli-

w skałen pochodzą z rejonu Kondratowa (waki skaleniowe — próby *I, J, K, Y, Z* w tab. 3).

Łyszczyki niemal w całości należą do muskowitu. Występuje on w zmiennych ilościach. Blaszki muskowitu najczęściej zorientowane są równolegle do warstwowania. Na ogół jest to

Tabela 3

Skład mineralny piaskowców występujących w rejonie badań  
Mineral composition of sandstones from the area studied (in per cent by volume)

Próba Sample	Procenty objętościowe					Rodzaj piaskowca Type of sandstone
	tło skalne Matrix	kwarc Quartz	okruszy skał Rock frag- ments	skałen Felds- par	łyszczyki Micas	
<i>A</i>	46,5	52	1	—	0,5	QW
<i>B</i>	62,5	33	2	2,5	—	QW
<i>C</i>	46	53	—	0,5	0,5	QW
<i>D</i>	40	52	—	0,5	7,5	LW
<i>E</i>	73	22,5	3,5	—	1	LW
<i>F</i>	44	52,5	—	1,5	2	QW
<i>G</i>	60	39	0,5	0,5	—	QW
<i>H</i>	41	31	7	20,5	0,5	FW
<i>I</i>	39,5	25,5	21,5	13,5	—	FW
<i>J</i>	49,5	28	5,5	17	—	FW
<i>K</i>	37,5	53	5,5	1	3	LW
<i>L</i>	46	50	3	—	1	QW
<i>L</i>	24	64,5	11	—	0,5	LW
<i>M</i>	61	26	2,5	2	8,5	LW
<i>N</i>	53	40,5	5	0,5	1	LW
<i>O</i>	50	34	5	8	3	LW
<i>P</i>	30	57	5	7	1	FW
<i>R</i>	34	52	5	9	—	FW
<i>S</i>	33	63	2,5	—	1,5	QW
<i>T</i>	54	42	1	1	2	QW
<i>U</i>	43	47	2	—	8	LW
<i>W</i>	43	45,5	1	1,5	9	LW
<i>X</i>	37	59	3	—	1	QW
<i>Y</i>	62	23	5	10	—	FW
<i>Z</i>	34,5	31	20	13,5	1	FW

QW — Waka kwarcowa  
Quartz wacke  
LW — Waka lityczna  
Lithic wacke  
FW — Waka skaleniowa  
Feldspathic wacke

znaczone albitowo, niekiedy obserwuje się albit zbliżony szachownicowo, poprzerastany kwarcem. Dość często występują ziarna albitu mniej lub bardziej zsercytyzowane. Niektóre bardzo drobne kryształki albitu, tkwiące w zrekrystalizowanej matrix, są być może pochodzenia wtórnego. Ilość skałen w poszczególnych próbach jest zmienna, najbogatsze

materiał detrytyczny, me można jednak wykluczyć, że część muskowitu rekrytalizowała w czasie metamorfozy. Z innych minerałów blaszkowych zaobserwowano w kilku szlifach schlorityzowany, detrytyczny biotyt.

W badanych piaskowcach nie występuje spoiwo (cement). Przestrzeń między ziarnami o wymiarach powyżej 0,03 mm wypełniona

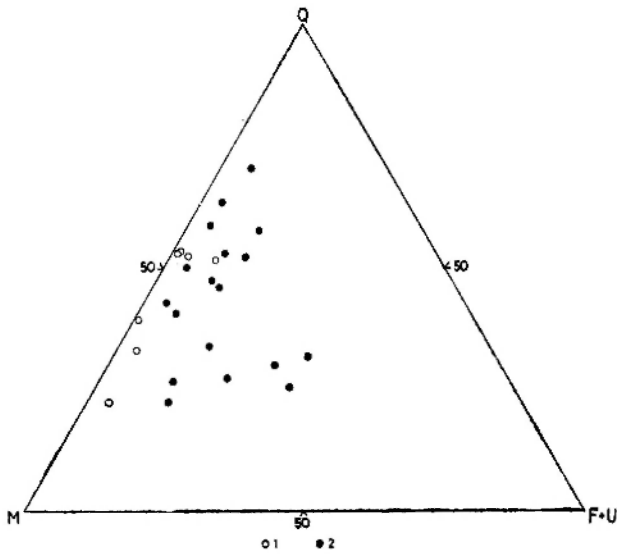


Fig. 3

## Skład petrograficzny piaskowców

1 - flisz łupkowy; 2 - flisz normalny; Q - kwarc i okruchy skal krzemionkowych; F + U - skalenie i okruchy skal niestabilnych; M - tło skalne

## Composition of metasandstones

1 - from shaly flysch; 2 - from normal flysch; Q - Quartz and siliceous fragments; F + U - feldspars and unstable rock fragments; M - matrix

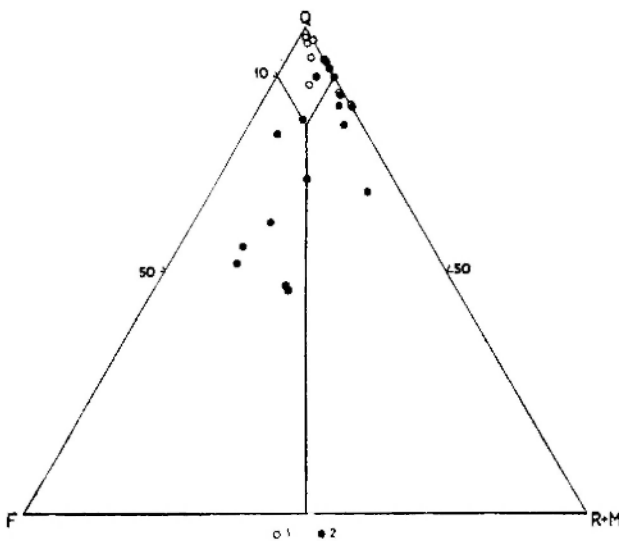


Fig. 4

## Skład szkieletu ziarnowego piaskowców

1 - flisz łupkowy; 2 - flisz normalny; Q - kwarc i okruchy skal krzemionkowych; R + M - lizoczyki i okruchy skal niestabilnych; F - skalenie

## Composition of detrital framework of metasandstones

1 - from shaly flysch; 2 - from normal flysch; Q - Quartz and siliceous fragments; R + M - unstable rock fragments and micas; F - feldspars

jest zrekrystalizowaną matrix, która często zazębia się z poszczególnymi ziarnami szkieletu. Pojedyncze ziarna, zwłaszcza w piaskowcach drobnoziarnistych, nierzadko stykają się ze sobą (np. pl. II, 6), na ogół jednak „pływają” w otaczającej je matrix (np. pl. III, 1-4; pl. VI, 1, 3, 4).

Matrix składa się w zasadzie z serycytu i kwarcu. Zawsze obserwuje się niewielką ilość minerałów nieprzezroczystych (piryt, tlenki żelaza). Chloryt, jeżeli występuje, to w niewielkich ilościach. Węglany (głównie syderyt) występują nieregularnie, czasem nie występują wcale, a czasem stanowią kilka, wyjątkowo kilkanaście procent tła. W piaskowcach czarnych (próba K) w matrix występuje grafit.

Dla scharakteryzowania badanych piaskowców przyjęto schemat klasyfikacyjny Gilberta (Williams, Turner, Gilbert 1954) w formie zmodyfikowanej przez Dotta (1964)<sup>3</sup>. Wszystkie badane piaskowce zawierają powyżej 10% matrix, należy je więc uznać za waki (por. tab. 3 i fig. 3). W trójkącie klasyfikacyjnym Dotta (fig. 4) punkty projekcji grupują się w polu wak kwarcowych, w górnej części pola wak litycznych oraz w polu wak skaleniowych. Opiswane skały cechuje więc niedojrzałość strukturalna (wysoka zawartość matrix) przy dużej dojrzałości składu mineralnego (waki kwarcowe), przy czym waki kwarcowe w większości reprezentują flisz łupkowy.

Poszczególne odmiany wak przedstawiono na planszach II-V. W dalszej części pracy dla uproszczenia skały te będą nazywane piaskowcami.

Jak podaje Unrug (1968), piaskowce fliszu karpackiego reprezentowane są zarówno przez waki, jak i arenity kwarcowe, lityczne i skaleniowe, a stopień wysortowania i obtoczenia ziarna zmienia się w dość szerokich granicach.

W pracach traktujących o fliszu paleozoicznym warstwy piaszczyste reprezentowane są przez szarogłazy (por. Wood, Smith 1959; Basset, Walton 1960; Kelling 1961; McBride 1962; Siedlecka 1967).

Pettijohn (Pettijohn, Potter, Siever 1972)

<sup>3</sup> Pettijohn, Potter i Siever (1972) przedstawiają modyfikację klasyfikacji Dotta. Zgodnie z modyfikacją Pettijohna waki kwarcowe zawierające poniżej 95% kwarcu należałoby zaliczyć do wak litycznych (por. fig. 4), natomiast waki skaleniowe należałoby nazwać wakami arkozowymi.

przy ogólnej charakterystyce szarogłazów podaje, że są one pospolite w starych systemach fliszowych. Autorzy ci uważają, że generalnie

szarogłazy są osadem morskim, a w większości turbiditowym, z których część uważana jest za flisz.

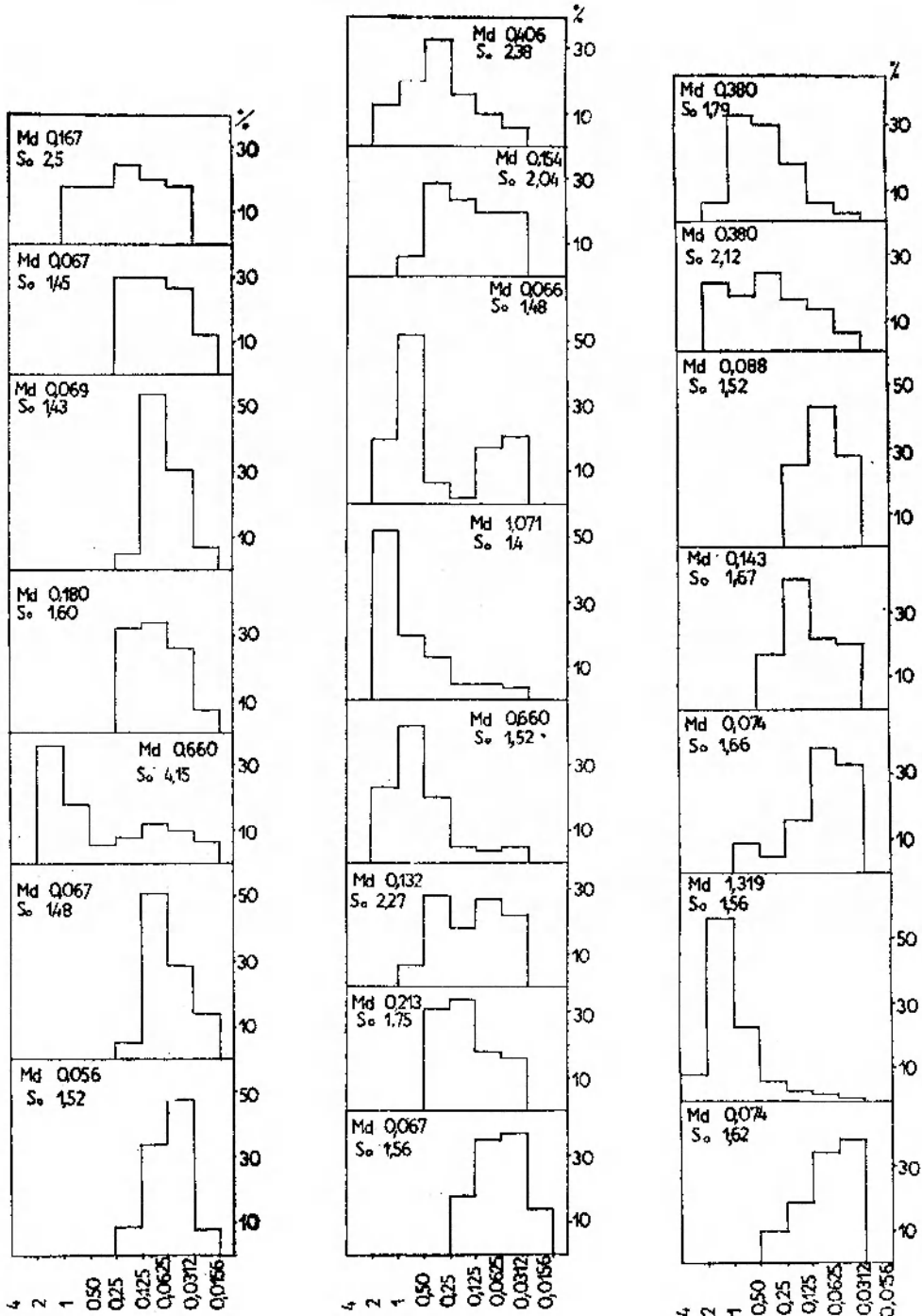


Fig. 5

Histogramy składu granulometrycznego piaskowców z fliszu łupkowego (A – G) oraz z fliszu normalnego (H – W)

Md – mediana; So – współczynnik wysortowania. Próba I oraz J przedstawia spąg i strop tej samej warstwy, podobnie próba S i T

Histograms showing size frequency distributions of metasandstones from shaly flysch (A – G) and normal flysch (H – W)

Md – median, So – sorting coefficient. Histograms labelled I and J and S and T refer to samples collected from bottom- and top portions of two layers

## Granulometria

Uziarnienie określono na podstawie pomiarów w płytkach cienkich 100 ziarn, stosując następnie poprawkę według Friedemana (1958) celem uzyskania porównywalności z analizami sitowymi.

Granulometrię szkieletu ziarnowego większości prób, których skład mineralny podany jest w tabeli 3, zestawiono na figurze 5. Przy poszczególnych histogramach podano również medianę ( $Md$ ) oraz współczynnik wysortowania, obliczony według wzoru Traska  $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ . Histogramy  $A-G$  reprezentują warstwy z fliszu łupkowego, zaś pozostałe – flisz normalny. Histogram  $T$  oraz  $J$  przedstawia spąg i strop tej samej warstwy, podobnie histogram  $S$  i  $T$ .

Współczynniki wysortowania, wynoszące od 1,43 do 2,5, świadczą o dobrym wysortowaniu osadu. Podobne wartości  $So$  mają piaskowce fliszu karpackiego (por. np. Kamiński, Peszat, Rutkowski 1963). Na tym tle wyróżnia się histogram  $D$ , przedstawiający osad źle wysortowany ( $So = 4,15$ ) o prawie granicznej zawartości matrix (73%). Skala ta (pl. IV, 4) przypomina zwirowiec ilasty (por. np. Unrug 1963).

Jak wynika z figury 5, warstwy piaszczyste badanego obszaru mają uziarnienie zróżnicowane, przy czym w obszarze fliszu łupkowego rzadko występują warstwy o grubszym ziarnie.

Ze względu na rekrytalizacyjne ząębienie się ziarn szkieletu ziarnowego z matrix nie określono stopnia obtoczenia ziarn. Zauważyć jednak można ogólną tendencję wzrostu obtoczenia ziarn wraz ze wzrostem średnicy ziarna. Frakcja drobnopiaszczysta składa się z reguły z ziarn angularnych i subangularnych (pl. II, 6; pl. III, 1), natomiast ziarna frakcji grubopiaszczystej bardzo często są obtoczone (por. pl. III, 3, 4; pl. VI, 3, 4), podobnie jak niektóre okruchy łupków. Natomiast skalenie z reguły są angularne lub subangularne (por. np. pl. III, 2, 4; pl. IV, 1, 2).

## Obszar źródłowy materiału detrytycznego

Minerały ciężkie opisywanych piaskowców reprezentowane są najliczniej przez cyrkon, najczęściej mniej lub bardziej obtoczony. W dalszej kolejności występuje rutyl, turmalin (obtoczony), leukoksen, tytanit i amfibole.

W porównaniu z zespołami minerałów ciężkich charakterystycznymi dla głównych rodzajów obszarów źródłowych (por. Feo-Codecido 1956; Pettijohn *et al.* 1972) minerały występujące w badanych skałach należą do dwóch zespołów:

1. Leukoksen, rutyl, turmalin (ziarna obtoczone) i cyrkon (ziarna obtoczone) wchodzi w skład zespołu charakterystycznego dla redeponowanych skał osadowych.

2. Biotyty, muskowitz, rutyl, tytanit, turmalin i cyrkon wchodzi w skład zespołu charakterystycznego dla kwaśnych skał magmowych.

Jak już wspomniano, wśród okruchów skał wchodzących w skład materiału piaszczystego najliczniej występują fragmenty skał słabo zmetamorfizowanych. Stopień metamorfozy tych fragmentów odpowiada metamorfozie całej rozpatrywanej formacji. Trudno rozstrzygnąć, czy okruchy skał uległy metamorfozie po depozycji wraz z całą formacją, czy też dostały się do osadu już jako skały zmetamorfizowane. Ponadto część nieobtoczonych fragmentów łupków stanowi materiał wyerodowany z dna zbiornika sedymentacyjnego przez prądy zawiesinowe.

W badanych skałach zwraca uwagę dominacja kwarcu, w tym znaczna ilość ziarn obtoczonych lub dobrze obtoczonych, przy jednoczesnym ubóstwie skaleni. Dojrzałość składu mineralnego badanych piaskowców wskazuje, że źródłem materiału okruchowego były w znacznej części skały osadowe.

Obecność fragmentów złożonych z kwarcu i skaleni może świadczyć o udziale skał metamorficznych lub magmowych w obszarze źródłowym. O metamorficznym charakterze materiału źródłowego może świadczyć również obecność ziarn kwarcu z wrostkami oraz ziarn faliście wygaszających światło.

Jednak brak minerałów ciężkich, charakterystycznych dla skał metamorficznych, wskazuje, że źródłem skaleni są przypuszczalnie kwaśne skały magmowe. Nieobecność skalenia potasowego nie oznacza jego braku w obszarze źródłowym (por. Walker, Pettijohn 1971; Pettijohn *et al.* 1972); jest to zjawisko wtórne i prawie uniwersalne dla szarogłazów każdego wieku.

Na podstawie składu okruchów skalnych, składu metaszarogłazów oraz zespołu minerałów



ciężkich można wnioskować, że metariał badanych skał pochodzi z obszaru źródłowego zbudowanego z redeponowanych skał osadowych, być może w niskim stopniu zmetamorfizowanych, oraz z kwaśnych skał magmowych, w tym również wulkanicznych.

#### Stopień metamorfizmu

Badany obszar zbudowany jest ze skał epimetamorficznych, w których wyodrębnią się dwa zespoły różniące się charakterem skał wyjściowych: przeobrażone zasadowe wulkanity oraz przeobrażone skały klastyczne.

Skład mineralny zasadowych wulkanitów odpowiada zespołowi albit—chloryt—aktynolit—tytanit(—kwarc), stwierdzonemu przez Narębskiego (1964). W skałach pochodzenia osadowego występuje charakterystyczny zespół mineralny kwarc—albit—muskowit(epidot)—

—chloryt. Zespoły te są typowe dla facji zielcowej metamorfizmu regionalnego, a ściślej dla subfacji kwarcowo—albitowo—muskowitowo—chlorytowej (Turner, Verhoogen 1960).

Według systemu klasyfikacyjnego Winklera (1970), badany kompleks skalny reprezentuje dolny zakres niskiego stadium metamorfizmu. Zakres tego stadium zawarty jest pomiędzy izogradem pojawiającego się zoizytu lub klinozoizytu a izogradem zanikającego stilpnomelanu i pojawiającego się biotyту (por. Winkler *op. cit.*). Tak więc dolną granicę podziału można przyjąć opierając się na istnieniu w badanych skałach zespołu kontaktujących się wzajemnie minerałów: chloryt + kwarc + epidot. Natomiast górną granicę wyznacza brak metamorficznego biotyту w badanych skałach. Odpowiada to w przybliżeniu metamorfozie w zakresie 350—470°C oraz 3—8 kilobarów.

## STRUKTURY SEDYMENTACYJNE

Zasadniczą cechą omawianej formacji jest występowanie naprzemianległych ławic piaskowców i łupków (fig. 6; pl. VII, 1, 2). Ławice piaskowców mają z reguły ostro zarysowaną powierzchnię spagową. Ku górze ławice metaszarogłazowe przechodzą poprzez partie laminowane w łupki. Ławice piaskowców często wykazują warstwowanie frakcyjne.

Naprzemianległość warstw piaszczystych i łupkowych występuje w wielu formacjach fliszowych i szarogłazowych (por. np. Dżułyński, Walton 1965) i jest wynikiem depozycji prądów zawieszinowych (Kuenen, Migliorini 1950). Teoria prądów zawieszinowych najlepiej wyjaśnia charakter sedymentacji fliszowej i znalazła powszechne zastosowanie w badaniach tej facji.

#### WPLYW TEKTONIKI I METAMORFIZMU NA ZACHOWANIE STRUKTUR SEDYMENTACYJNYCH

W porównaniu z niezmetamorfizowanymi seriami fliszowymi o tektonice alpejskiej, jak np. flisz karpacki, kompleks kaczawski charakteryzuje się odmienną tektoniką. Odmienność ta objawia się intensywnością fałdowania w warunkach uplastycznienia skał i podwyższonego ciśnienia (w warunkach metamorficznych), co prowadzi do nagromadzenia większej ilości

fałdów na małej przestrzeni. Następną istotną cechą kompleksu kaczawskiego jest silny rozwój wtórnego złupkowania oraz obfitość innych powierzchniowych i liniowych mezostruktur, powstałych w czasie kolejnych etapów deformacji tektonicznych. Wymienione procesy powodowały również zmianę wewnętrznej struktury skał. Procesy te powodują zatarcie pierwotnych struktur sedymentacyjnych, tak że ich odczytanie staje się często niemożliwe.

Na badanym obszarze nie można śledzić biegu poszczególnych warstw na odległość większą niż wielkość odsłonięcia. Wpływa na to pofałdowanie warstw oraz obecność licznych, podrzędnych uskoków. W odsłonięciach obserwuje się niekiedy porozrywanie ławic piaskowców i powyciskanie ich w formie soczew.

Intensywna tektonika szczególnie utrudnia rozpoznanie warstwowania konwolucyjnego oraz struktur powstających w czasie sedymentacji interwału warstwowania przekątnego ( $T_c$  Boumy 1962). W większości przypadków niemożliwe jest odróżnienie w sposób pewny fałdów sedymentacyjnych od intrafajalnych fałdów tektonicznych (por. Turner, Weiss 1963). Najprostsze kryterium sedymentacyjnego pochodzenia fałdu, jakim jest istnienie warstwy niezdeformowanej powyżej zaburzonej ławicy, nie znajduje zastosowania (por. Helvig 1970).

Struktury sedymentacyjne są najskuteczniej zacierane przez foliację i złupkowanie, związane z poszczególnymi fazami deformacji. Uwidacz-

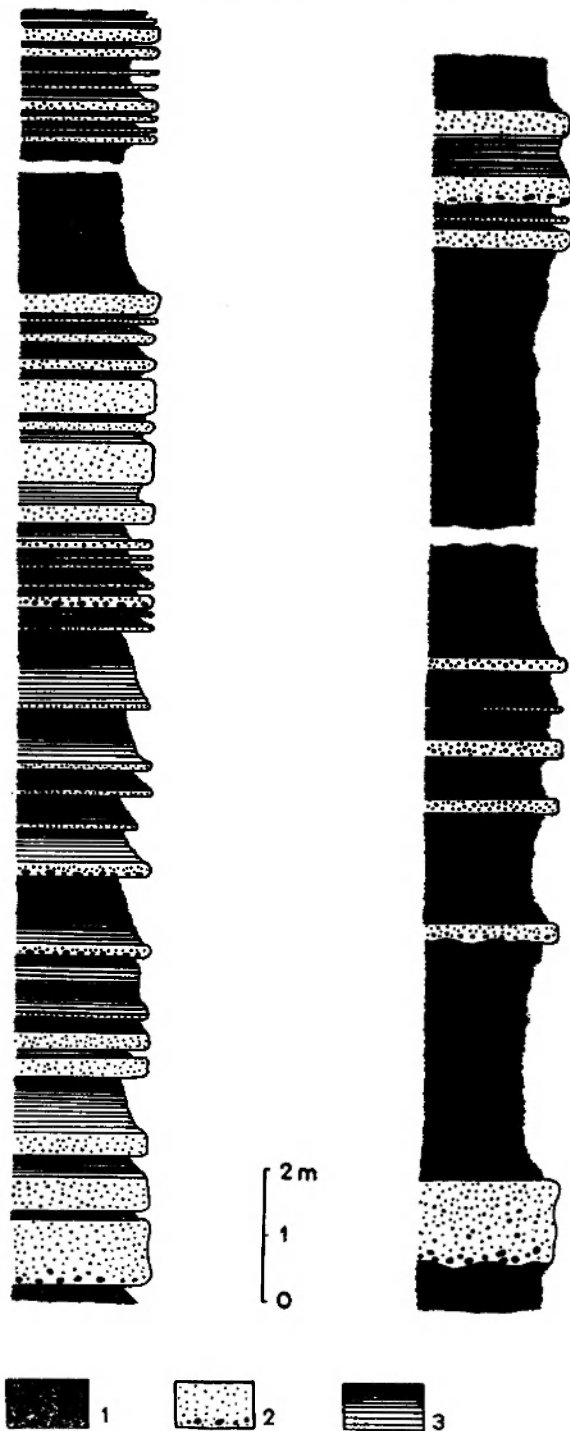


Fig. 6

Profile fliszu normalnego odsłonięte w potoku Kamiennik

1 - ławice łupków; 2 - ławice piaskowców; 3 - ławice laminowe  
Profiles of normal flysch exposed in the Kamiennik brook

1 - layers of slate; 2 - layers of metasandstones; 3 - laminated layers

nia się to szczególnie w partiach łupkowych, gdzie dopiero po przecięciu próby można stwierdzić jej uwarstwienie (por. np. pl. VIII, 1-3, 6; pl. IX, 2, 6). Foliacja najczęściej nie odzwierciedla zalegania warstw. Fakt ten ma istotne znaczenie dla badań tektonicznych.

Jak podaje P. F. Williams (1972), opisując ordowicką serię przeławicających się szarogłazów i łupków zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej z południowo-wschodniej Australii, zasadnicze zmiany spowodowane metamorfozą ujawniają się w ławicach łupkowych. Podobne zjawisko obserwuje się w omawianym terenie. W gruboziarnistych szarogłazach zmiany ograniczają się do rekrytalizacji matrix, przy czym rekrytalizacja ta może przebiegać kierunkowo (pl. V, 3, 4). W warstwach drobnopiaszczystych i mułowcowych dochodzi do wtórnego ukierunkowania serycytu, a niekiedy kwarcu (pl. VI, 1-3). W ławicach łupkowych (metapelitach) w pierwszym rzędzie następuje przeobrażenie minerałów ilastych w minerały łuszczkowe. Niekiedy widoczna jest nawet selektywna migracja kwarcu, co jest początkiem procesu prowadzącego do powstania nowej, metamorficznej laminacji (fig. 7, 8). Nasilenie procesów rekrytalizacji oraz migracji kwarcu jest zmienne i najprawdopodobniej wiąże się z pozycją danej partii skały w fałdzie. W zaobserwowanych przypadkach zapoczątkowanie selekcji materiału zachodzi w powierzchniach równoległych do powierzchni osiowej fałdów. Wydaje się, że jest to tendencja ogólna (por. P. E. Williams 1972).

Ogólnie biorąc stosunkowo dobrze zachowane są wewnętrzne (w ujęciu Dżułyńskiego i Waltona 1965) struktury sedymentacyjne. Struktury zewnętrzne (hieroglify) znajdowane są bardzo rzadko, a ich stan zachowania jest zły i nie pozwala na zaliczenie ich w sposób pewny do określonej grupy genetycznej. Podobny stan rzeczy opisuje Dunbar i McCall (1971) z metamorficznej formacji turbiditowej w południowo-wschodniej Australii.

W ostatnich latach ukazał się szereg prac opisujących struktury sedymentacyjne w skałach metamorficznych (np. Hopson 1964; Gavelin, Russel 1967; Siedlecka 1967; Fischer 1970; Walker, Pettijohn 1971). Skały metamorficzne, w których zachowały się struktury sedymentacyjne, należą do strefy epi i mezo. Wydaje się, że w płytszych strefach regionalnego metamorfizmu stan zachowania struktur sedyment-

tacyjnych jest bardziej zależny od intensywności ruchów tektonicznych niż od procesów metamorficznych.

#### WARSTWOWANIE

W obrębie formacji pochodzenia osadowego stwierdzono występowanie warstwowania frakcjonalnego, laminacji równoległej oraz laminacji przekątnej.

Podobne typy warstwowań, tj. warstwowanie frakcjonalne, jednorodne, laminowanie równoległe, laminowanie przekątne oraz kon-

wolutne, znane są przede wszystkim z nie-metamorfizowanych serii fliszowych i zostały szczególnie opisane przez wielu geologów (por. np. Książkiewicz 1950; 1954; Radomski 1958; Birkenmajer 1959; Bouma 1962; Lombard 1963; Walker 1965; Simpson 1970).

Miażdżość obserwowanych warstw piaszczystych jest różna, od 1 cm do ponad 1m. Pomiary miąższości warstw wykonane w większych odsłonięciach przedstawiono na histogramie (fig.9). Najliczniej występują warstwy o grubości 10–20 cm.

Powierzchnie spągowe warstw piaszczystych jak i drobnych lamin najczęściej są ostro

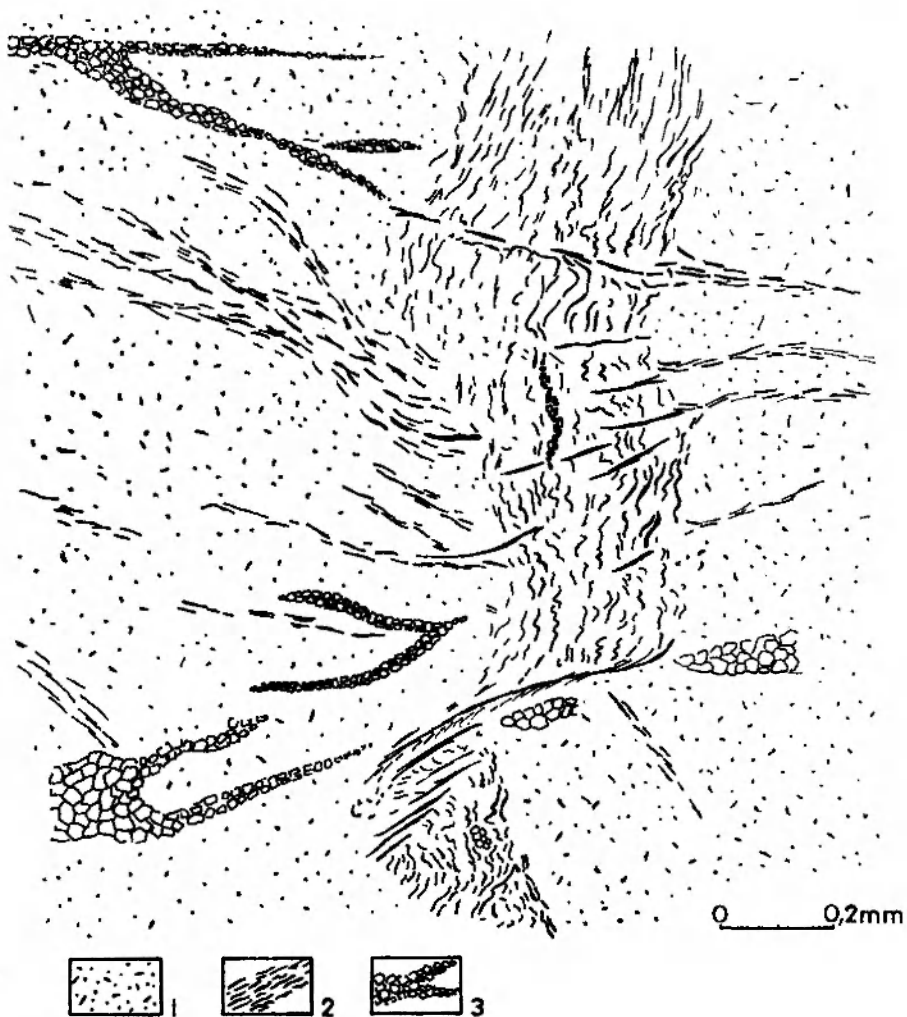


Fig. 7

Łupek serycytowo-kwarcowy (rysunek na podstawie obrazu mikroskopowego). W kierunku pionowym przebiega laminacja pierwotna, laminacja wtórna (metamorficzna) zaznacza się w kierunku poziomym

1 – masa serycytowo-kwarcowa; 2 – ukierunkowany, zrekrystalizowany serycyt; 3 – zrekrystalizowany kwarc

Sericite-quartz slate seen under the microscope. Primary lamination trends vertically and secondary (metamorphic) lamination is horizontal

1 – sericite-quartz groundmass; 2 – directionally recrystallized sericite; 3 – recrystallized quartz

zarysowane. Powierzchnie stropowe są zwykle niewyraźne i stanowią przejście do łupków (pl. VII, 1; pl. VIII, 3–6; pl. IX, 2, 4, 6). Stopniowe przejście do łupków obserwuje się zarówno w stropie bardziej miąższych, gruboziarnistych warstw, jak i w cienkich warstwach mułowcowych. Na powierzchniach stropowych nie zaobserwowano struktur sedymentacyjnych.

Na figurze 5 (histogramy *I, J, S, T*) przedstawiono przykłady uziarnienia spagu i stropu dwu warstw piaszkowców.

Dobrze widoczne jest również warstwowanie frakcjonalne w niektórych warstwach cieńszych, lecz gruboziarnistych (pl. VIII, 4). W warstwach

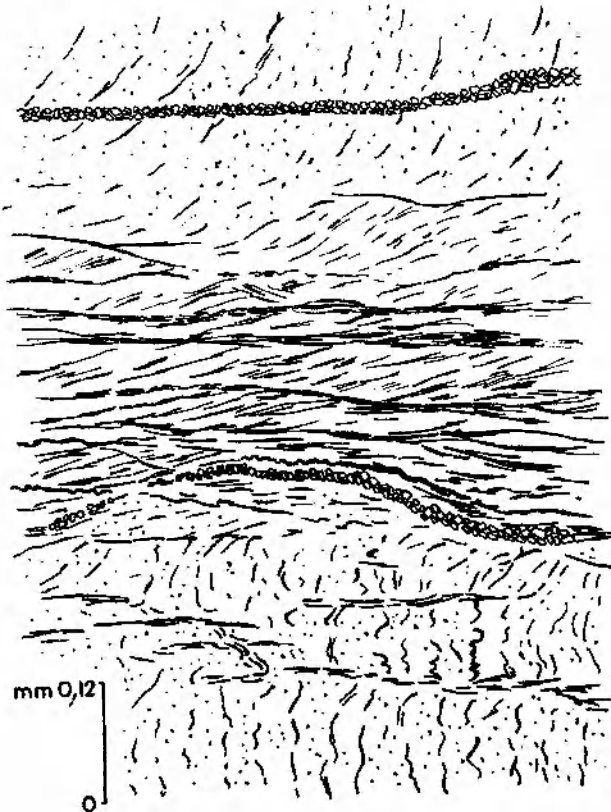


Fig. 8

Przegubowa partia fałdu w łupku kwarcowo-serycycowym (rysunek na podstawie obrazu mikroskopowego). W kierunku poziomym, równoległym do powierzchni osiowej fałdu, przebiega rekrytalizacja serycytu oraz selektywna migracja kwarcu. Objaśnienia jak przy fig. 7

Hinge zone of a fold in quartz-sericite slate seen under the microscope. Recrystallization of sericite and selective migration of quartz took place parallel to the axial plane of the fold, which trends horizontally. See fig. 7 for further explanation

Warstwy metaszarogłazów często są uwarstwione frakcjonalnie. Widoczne jest ono najlepiej w warstwach grubszych, o miąższości ponad 20 cm. Zmniejszanie się wielkości ziarna w kierunku stropu warstw potwierdzają pomiary wielkości ziarna w płytkach cienkich.

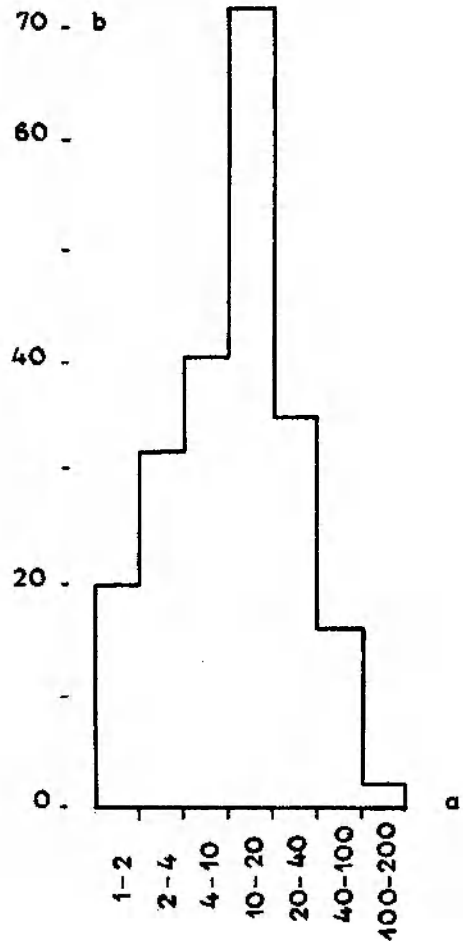


Fig. 9

Histogram miąższości warstw piaszczystych z odsłonięć w dolinie potoku Kamiennik

*a* – miąższość warstw w cm; *b* – ilość warstw

Histogram showing thickness frequency distribution in sandy beds exposed in the Kamiennik brook Valley  
*a* – thickness of beds in cm; *b* – frequency (number of beds)

drobnoziarnistych warstwowanie frakcjonalne jest niekiedy widoczne dzięki obecności fragmentów łupków (fig. 10; pl. IX, 5). Należy dodać, że redeponowane fragmenty łupków mogą być również rozmieszczone nieregularnie w całym przekroju warstwy (por. pl. VIII, 6; pl. IX, 6).

Warstwowanie frakcjonalne zaznacza się również w cienkich, kilkucentymetrowych warstwach złożonych z materiału drobnomułow-



cowego. Warstwowanie takich okazów jest trudno dostrzegalne; w próbkach widoczna jest tylko różna barwa sąsiadujących warstw. Jest ono wyraźne dopiero po wykonaniu zglądu próby (pl. VIII, 5, 6).

W badanym obszarze często znajdują się warstwy jednorodne. Są to na ogół piaskowce drobnoziarniste, cienkoławicowe, dobrze wysortowane.

Laminacja występuje pospolicie w całej opisywanej formacji. Zaznacza się ona w postaci indywidualnych cienkich warstewek oddzielonych warstewkami łupka. Często laminy zgrupowane są w oddzielnych warstwach, zwykle o miąższości kilku do kilkunastu centymetrów.

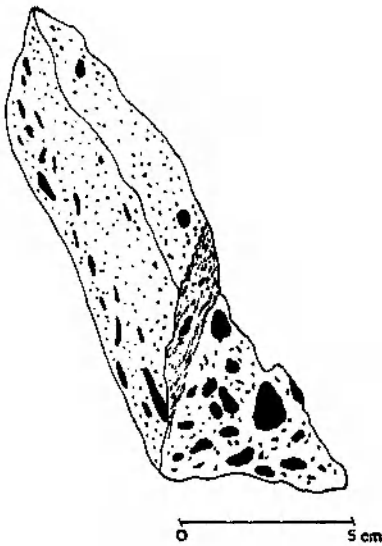


Fig. 10

Fragment spągowej partii ławicy. Frakcyjne rozmieszczenie redeponowanych fragmentów łupków  
Lower portion of a layer. Note fractional distribution of redeposited slate fragments

Laminy piaszczyste składają się na ogół z ziarn frakcji drobno- i średnioziarnistej. Laminację określają naprzemianległe warstewki jasne (bardziej piaszczyste) i ciemne (pierwotnie bardziej ilaste), przy czym zagęszczenie warstewek jest różne (pl. VIII, 3; pl. X, 3). Często widoczne jest warstwowanie wyrażające się zmniejszeniem grubości lamin jasnych i zwiększeniem się odstępów między nimi w kierunku stropu (pl. IX, 1, 2; por. Książkiewicz 1954).

Niekiedy można zauważyć (pl. X, 1) boczne przechodzenie laminacji równoległej w laminację przekątną oraz zmiany grubości lamin w kierunku poziomym (por. Radomski 1958).

Bardzo często obserwuje się laminację okre-

ślona najdrobniejszym materiałem frakcji mułowej (pl. VIII, 2, 3, 6; pl. IX, 2). Laminacja ta zaznacza się najwyraźniej przez zmianę barwy osadu i z reguły uwidacznia się dopiero po przecięciu próby. Również i tu obserwuje się



Fig. 11

Warstwowanie przekątne w materiale mułowcowym  
Cross-stratification in metasiltstone

frakcjonalne rozmieszczenie lamin w obrębie warstw.

Jak już wspomniano, w odsłonięciach trudno zauważyć przekątne ułożenie laminacji, szczególnie gdy jej kąt zapadu jest mały, ponieważ maskowana jest ona przez złupkowanie. Laminacja przekątna rozwinięta jest na małą skalę (pl. IX, 3; pl. X, 2; fig. 11). Warstwowanie przekątne obserwuje się zarówno w materiale piaszczystym jak i mułowcowym.

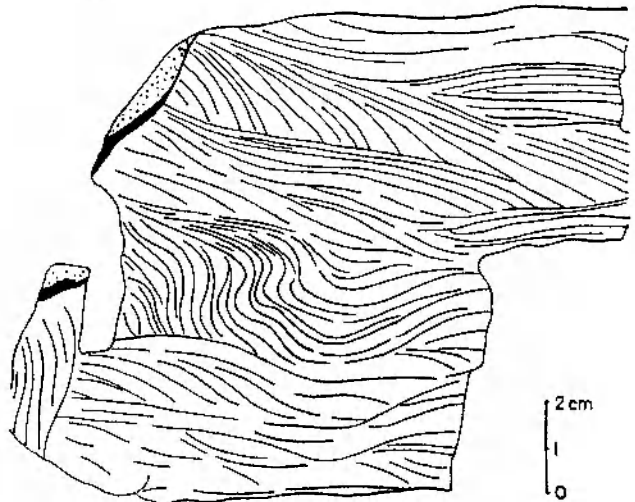


Fig. 12

Warstwowanie przekątne zaburzone konwolutnie. Fragment soczewkowatej formy tkwiącej w łupku  
Ripple-load convolution structure. Portion of a lens-shaped form embedded in slate

Niekiedy w odsłonięciach obserwuje się bochenkowate lub soczewkowate formy, wewnątrz których widoczna jest laminacja przekątna wykazująca zaburzenia konwolutive (fig. 12). Podobne formy opisywane są z fliszu karpackiego (por. Dżułyński, Ślaczka 1965).

Opisane wyżej rodzaje warstwowań tworzą określone przez Boumę (1962) interwały składające się na sekwencje turbiditowe. W omawianym przypadku najczęściej spotyka się sekwencje niekompletne. Nie stwierdza się zazwyczaj interwału laminacji przekątnej, co wynika raczej z niedoskonałości obserwacji, niż z faktycznego braku tego interwału. Najczęściej obserwuje się sekwencje ograniczone od góry  $T_{a-b}$ , a także sekwencje o obciętej podstawie  $T_{d-e}$  „truncated sequence” i „base cut-out sequence” (por. Bouma 1962).

#### STRUKTURY OSUWISKOWE

Miejsca występowania struktur osuwiskowych i spływów osadu zaznaczono na figurze 2. Jak wspomniano, często trudno stwierdzić, czy

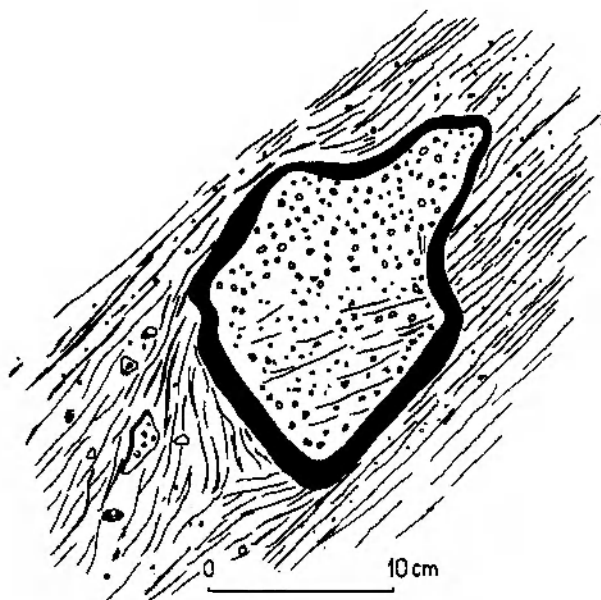


Fig. 13

Fragmenty kwaśnego tufitu (egzotyki) rozproszone w masie łupkowej. Największy fragment otulony jest otoczką czarnego łupka, powstałą przypuszczalnie podczas toczenia się fragmentu po ilastym dnie  
Fragments of acid tuff (exotic) scattered in slate groundmass. The largest fragment is rimmed by a thin coating of black slate, which is supposed to originate by rolling over a clayey bottom

zaburzenia ławic mają charakter tektoniczny, czy sedymentacyjny, jednak w kilku odsłonięciach można obserwować struktury sedymentacyjne wskazujące niewątpliwie na deformacje prawie równoczesne z sedymentacją (por. Baranowski 1971).

Osuwisko o dużych rozmiarach widoczne jest w skarpie potoku Kamiennik w Rzeszówku, gdzie wśród szaroczarnych i czarnych łupków serycytowo-grafitowych tkwią nieregularnie rozrzucone fragmenty piaszczystych ławic. Fragmenty ławic piaszczystych, o wymiarach od kilku do 80 cm, mają kształty owalne, wrzecionowate lub nieregularne. Na uwagę zasługuje obecność fragmentu kwaśnego tufitu z otoczką

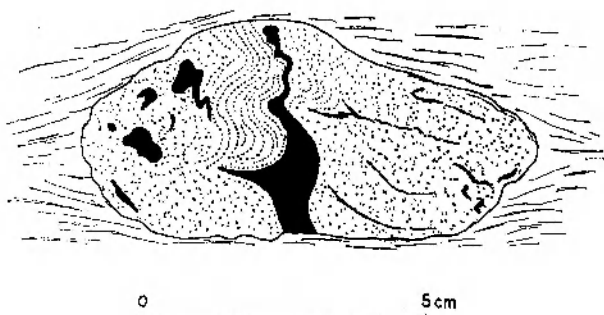


Fig. 14

Przekrój owalnego fragmentu piaszczystego tkwiącego w masie łupkowej. Czarną barwą zaznaczone są zwinięte fragmenty łupków wewnątrz okazu

Cross-section through a rolled up loaf-like slumped structure embedded in slaty groundmass. Rolled up fragments of slate are shown in black

czarnego łupka, która prawdopodobnie jest wynikiem toczenia się tegoż fragmentu po ilastym dnie (fig. 13). Fragment ten można uważać za egzotyki, gdyż tego rodzaju skały nie są dotąd znane w Górach Kaczawskich.

Masa łupkowa, otaczająca opisane wyżej fragmenty, partiami ma charakter spływów mułowych (por. Crowell 1957; Unrug 1963). W ciemnym, łupkowym tle rozsiiane są owalne i subangularne fragmenty piaszczyste i tufitowe (pl. X, 4, 5).

Skały o podobnej strukturze obserwowano także w innych odsłonięciach. Plansza IV, 4 przedstawia mikroskopowe zdjęcie żle wysortowanej waki litycznej, składającej się z mułkowej matrix (73%), w której rzadko rozrzucone są grube ziarna kwarcu i fragmenty łupków. Skład ziarnowy tej skały jest bardzo zbli-

żony do składu zwirowców ilastych (por. Unrug 1963).

W innych odsłonięciach zaobserwowano nieregularne, owalne lub soczewkowate fragmenty piaszczyste, rozrzucone w łupkowej masie. Niektóre z tych okazów po ich przecięciu ujawniają deformacje powstałe niewątpliwie przed diagenезą osadu (por. fig. 14). Podobne formy opisywane są z osuwisk podmorskich (por. np. Książkiewicz 1958; Potter, Pettijohn 1963).

Podmorskie ruchy masowe, jak osuwiska i spływy osadu, znane są z wielu formacji fliszowych oraz turbiditowych i mają bogatą literaturę (por. np. Kuenen 1949; Crowell 1957; Książkiewicz 1958; Potter, Pettijohn 1963; Dżułyński, Walton 1965).

#### HIEROGLIFY

Jak już wspomniano, zewnętrzne struktury sedymentacyjne (hieroglify) obserwuje się bardzo rzadko. Powierzchnie spagowe ławie

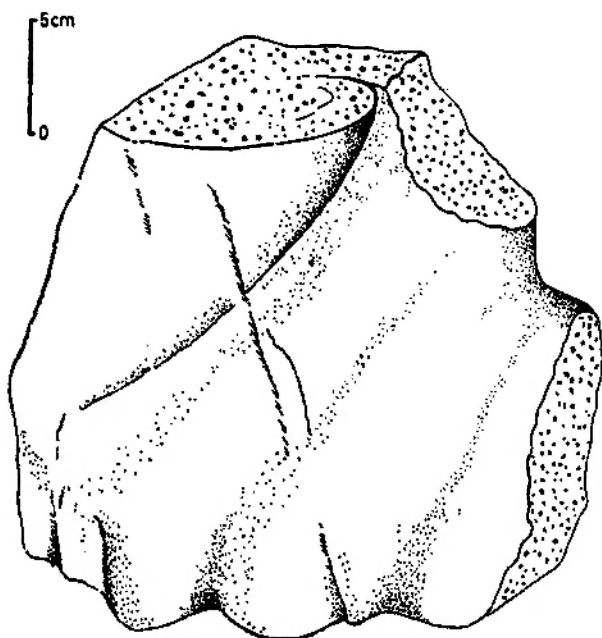


Fig. 15

Fragment spagowej części ławicy piaskowca z zachowanymi zdeformowanymi hieroglifami

Showing bottom surface of metasandstone bed. Note deformed sole-markings

piaszczystych bardzo często są nierówne, jednak na ogół trudno rozstrzygnąć czy są to deformacje wyłącznie natury tektonicznej, czy też zdeformowane struktury sedymentacyjne. W ilustrowanym na figurze 15 przypadku nierówności na spagowej powierzchni warstwy piaskowca można interpretować jako hieroglify prądowe (por. np. Dżułyński, Sanders 1962; Dżułyński, Walton 1965). Na powierzchniach stropowych warstw piaszczystych nie zaobserwowano struktur, które można by interpretować jako struktury sedymentacyjne.

#### ORIENTACJA STRUKTUR SEDYMENTACYJNYCH

Zły stan zachowania nieorganicznych hieroglifów na powierzchniach spagowych ławie nie pozwala na wykorzystanie ich jako wskaźnika kierunków prądu. Pomiary kierunków nachylenia laminacji przekątnej, wykonane we wschodniej części obszaru, wykazują rozrzut od SE do NW. Ilość pomiarów jest niewystarczająca do odtworzenia pełnego obrazu kierunków transportu. Ponadto zagadnienie to jest dodatkowo skomplikowane na skutek fałdowania i związanej z nim reorientacji struktur sedymentacyjnych.

W badanym obszarze wyraźnie zaznaczają się różnice w wykształceniu facjalnym osadów. Jego wschodnią część zajmuje litofacja fliszu normalnego, w której udział materiału piaszczystego dochodzi do 50%, zaś część wschodnią zajmuje litofacja fliszu łupkowego, zbudowana głównie z materiału pierwotnie ilastego. Granica zazębiana się litofacji przebiega w przybliżeniu w kierunku NNE—SSW (por. fig. 2). Wskazuje to na dostawę materiału okruchowego z kierunku zbliżonego do EES. Kierunek ten zgadza się więc z zakresem kierunków wyznaczonych przez pomiary laminacji przekątnej.

Można zatem przypuszczać, że w odniesieniu do dzisiejszego położenia struktur kierunkowych kierunek dostawy materiału okruchowego przebiegał ze wschodu lub północnego wschodu na zachód lub południowy zachód.

#### ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Relikty struktur sedymentacyjnych i szczątków organicznych w zmetamorfizowanych skałach Gór Kaczawskich należą do rzadkości.

W omawianej formacji udało się znaleźć stosunkowo dużo organicznych i nieorganicznych wskaźników pierwotnego środowiska. Stan za-

chowania jest wprawdzie znacznie gorszy od znajdujących w osadach niezmetamorfizowanych, lecz zdaniem autora wystarczający do przedstawienia ogólnych wniosków dotyczących środowiska sedymentacji.

#### WSKAŹNIKI ORGANICZNE

W ciemnoszarych i szaroniebieskich łupkach serycytowych znajdują się niekiedy zrekrystalizowane szczątki fauny otwornicowej (pl. I, 4). Wskazują one na morskie pochodzenie tych łupków.

O morskim środowisku sedymentacji świadczy również obecność konodontów. Znane są one zarówno z osadów płytkowodnych jak i głębokowodnych. Najliczniejsze wystąpienia konodontów znane są z obszarów podmorskich wzniesień z małą ilością osadów terygenicznych oraz z drobnoziarnistych, czarnych osadów gromadzonych w głębszych basenach (por. Lindström 1964). Jak podaje Muller (1956), środowiskiem niesprzyjającym występowaniu konodontów wydaje się być strefa opanowana przez korale, liliowce i ramienionogi.

Z kilku stanowisk znana jest fauna graptolitowa, występująca w czarnych i szaroczarnych łupkach grafitowych. Większość graptolitów znana jest z czarnych, drobnoziarnistych osadów głębokomorskich, lecz znane są również wystąpienia graptolitów w osadach o cechach płytkowodnych. Natomiast z pewnością można uważać łupki graptolitowe za osad pelagiczny (por. np. Sujkowski 1937; Berry 1962).

Brak jak dotąd dowodów paleontologicznych na pelagiczny charakter łupków pozbawionych pigmentu grafitowego. Należy przypuszczać, że podobnie jak w innych seriach fliszowych część łupków pozbawionych struktur sedymentacyjnych reprezentuje osady pelagiczne.

Łupki graptolitowe współwystępują z czarnymi łupkami krzemionkowymi i litydami, tworząc w nich cienkie przewarstwienia. W jednym przypadku stwierdzono w odsłonięciu załeganie łupków graptolitowych i litydów w stropie ławicy piaskowca. W metalitydach, które są uważane za zmetamorfizowane radiolaryty, istotnie znaleziono (por. również Jerzmański 1965; Zimmermann, Kühn 1936) zrekrystalizowane szczątki radiolarii (pl. I, 1, 2). Podobne szczątki znaleziono w jasnych łupkach krze-

mionkowych (pl. I, 3). Radiolaryty powszechnie uważane są za osad pelagiczny (Sujkowski 1933; 1937; Moor 1954; Grunau 1965). Są one również dobrym wskaźnikiem głębokości basenu sedymentacyjnego. Zagadnienie to ma swoją bogatą literaturę (por. np. Sujkowski *op. cit.*, Grunau *op. cit.*, Aubouin 1965). Współczesne radiolarie żyją w wodach morskich na różnych głębokościach, w większości poniżej 200 m (por. np. Moor 1954; Rauzer-Czernousowa, Fursenko 1959). Szlamy radiolariowe gromadzą się w oddaleniu od brzegów, na głębokościach 3500–6000 m, gdzie organizmy wapienne ulegają już rozpuszczeniu (por. Carozzi 1960). Zdaniem Sujkowskiego (1933), w warunkach redukcyjnych następuje przyspieszenie rozpuszczenia szczątków wapiennych, co może przesunąć granicę tworzenia się mułów radiolariowych do 2000 m. W skali światowej, jak podaje Grunau (1965), radiolaryty są osadem raczej głębokowodnym deponowanym w eugeosynklinalnych częściach głównych geosynklin, w ścisłym związku z podmorskimi lawami ofiolitowymi.

#### WSKAŹNIKI NIEORGANICZNE

Następną wskazówką głębokości basenu sedymentacyjnego jest brak struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla osadów płytkowodnych. Nigdzie nie stwierdzono płaskich, rozwiniętych na dużą skalę warstwowań przekątnych, riplemarków na górnych powierzchniach ławie piaskowców itp.

Ciemna na ogół barwa osadu (szaroniebieska, szarozielonkawa, szara, czarna), obfitość pirytu i syderytu, miejscami grafitu wskazują, że w basenie sedymentacyjnym panowały warunki redukcyjne. Autogeniczny paryt jest pospolity zarówno w łupkach, jak i w piaskowcach, spotyka się też kilkumilimetrowe warstewki parytowe oraz małe konkrecje. Jeszcze pospolitszy jest syderyt, występujący w formie pojedynczych kryształów i nieregularnych ziarnistych skupień. Niekiedy tworzył on konkrecje i płaskie interkalacje w obrębie łupków. Niektóre z nich zawierają faunę konodontową.

Geochemiczne warunki środowiska sedymentacji można porównać do facji syderytowo-parytowej fliszu karpackiego (Narębski 1958).

Na podstawie przytoczonych danych należy stwierdzić, że omawiana seria była deponowana



w głębokim, geosynkinalnym basenie, na dnie którego panowały warunki redukcyjne lub zbliżone do euksynicznych.

#### FACJA SEDYMENTACYJNA, LITOFACJE

Z podanego w poprzednich rozdziałach opisu alternacji warstw piaskowców i łupków, ich cech strukturalnych i teksturalnych, zachowanych struktur sedymentacyjnych, ich sekwencji oraz warunków środowiska sedymentacyjnego wynika, że omawiana formacja wykazuje wiele cech charakterystycznych dla facji fliszowej.

Flisz, w znaczeniu pewnego typu facji geosynkinalnej, bez względu na jej wiek geologiczny, został scharakteryzowany przez Dżułyńskiego i Smitha (1964). Zgodnie z tymi autorami, termin „flisz” odnosi się do morskich osadów detrytycznych znacznej miąższości, osadzonych poniżej podstawy falowania. Osady te wykazują pewne cechy diagnostyczne, których zespół określa fację fliszową.

W porównaniu z zespołem cech diagnostycznych dla fliszu badana formacja różni się jedynie obecnością kontaktujących z nią podmorskich wulkanitów (formacji zieleńcowej).

Związek formacji pochodzenia osadowego z formacją zieleńcową nie jest jednoznacznie określony. Przyjmując, że formacja pochodzenia osadowego zalega pod nasuniętymi zieleńcami można by te ostatnie wykluczyć z dalszych rozważań. Należy jednak liczyć się z możliwością zazębienia się zieleńców z osadami fliszowymi. W schemacie rozwojowym geosynklin (por. np. Aubouin 1965) zasadowy wulkanizm inicjalny poprzedza okres sedymentacji fliszowej. W literaturze znane są jednak przypadki utrzymywania się działalności zasadowego wulkanizmu przez dłuższy okres rozwoju geosynkliny oraz istnienie wulkanizmu synchronicznego z fliszem.

Sytuację taką opisuje Jovanović (1965) z jugosławiańskich Dynarydów, gdzie wyróżnił szczególnie typ fliszu — flisz wulkaniczny. Ten typ fliszu, występujący w sąsiedztwie podmorskich diabazów, charakteryzuje się obecnością osuwisk na dużą skalę, zanikiem typowych dla fliszu cech sedymentacyjnych, obecnością materiału wulkanicznego w osadzie oraz występowaniem czertów. Don (1970; 1971) opisuje z Ałtaju Mongolskiego zazębienie się wendyjsko-kambryjskiej, fliszowej serii górnoałtajskiej

z serią diabazów i brekceji lawowych z wkładkami wapieni. Seria wulkanitów występuje tam w brzeźnych partiach geosynkliny.

Z porównania cech typowych dla fliszu z cechami badanej formacji wynika, że ta ostatnia różni się przypuszczalnie obecnością produktów podmorskiego wulkanizmu. Jednak biorąc pod uwagę morski, eugeosynkinalny, głębokowodny charakter osadów, ich okazałą miąższość, zachowany zespół struktur sedymentacyjnych oraz innych cech typowych dla fliszu, można stwierdzić, że omawiana formacja epimetamorficzna należała pierwotnie do facji fliszowej.

Autor nie prowadził szczegółowych badań w innych jednostkach tektonicznych północnej części Gór Kaczawskich. Jednak na podstawie wstępnych obserwacji należy stwierdzić, że zarówno w jednostce Chełmea, jak i w jednostce Złotoryja — Luboradz (fig. 1) występują zmetamorfizowane osady o cechach facji fliszowej.

Opisane cechy sedymentacyjne badanej formacji wskazują, że powstała ona w wyniku działania prądów zawieszinowych. Jedną z głównych cech tej serii jest alternacja ławic piaskowców i łupków. Stosunek ilościowy łupków do piaskowców jest zmienny, ilość piaskowców maleje w kierunku zachodnim. Oprócz zmienności proporcji łupków do piaskowców zmienia się również miąższość i uziarnienie warstw o frakcji piaszczystej. Zmiany ilości i charakteru warstw piaszczystych mogą być spowodowane wieloma czynnikami, jak różna odległość miejsc depozycji od źródła prądów oraz różna prędkość i częstotliwość prądów (Bouma 1962; Dżułyński, Walton 1965; Walker 1967).

Na podstawie ilości ławic łupkowych w stosunku do ławic piaszczystych w obrębie facji fliszowej wyróżnia się subfacje fliszu piaszczystego, normalnego i łupkowego. Od strony ładu subfacja fliszu piaszczystego zazębia się z facją zlepieńców i fluxoturbiditów, następne subfacje rozwijają się w miarę powiększania odległości od obszaru źródłowego, aż do przejścia subfacji fliszu łupkowego w osad otwartego morza (por. np. Dżułyński, Smith 1964; Dżułyński, Walton 1965).

We wschodniej części obszaru badań w poszczególnych odcinkach obserwowanego profilu piaskowce stanowią od 15 do 50 %, na pozostałą ilość składają się łupki i w niewielkiej części lidyty (fig. 6).

W zachodniej części obszaru obserwuje się następujące różnice litofacjalne:

1) warstwy piaskowców pojawiają się sporadycznie, wzrasta natomiast ilość warstw mułowcowych; warstwy piaszczyste i mułowcowe stanowią mniej niż 15% ogólnej ilości skał,

2) warstwy piaskowców i mułowców są na ogół cieńsze, kilkucentymetrowe,

3) warstwowanie frakcjonalne najlepiej zaznacza się w warstwach mułowcowych,

4) wśród piaskowców większość stanowią drobnoziarniste, dobrze wysortowane waki kwarcowe (fig. 5, histogramy C, F, G),

5) dominującym typem warstwowania jest laminacja występująca w sekwencji o obciętej podstawie  $T_{d-e}$ ,

6) znaczną część osadów pelagicznych stanowią lidyty i łupki krzemionkowe.

Powyższe cechy wskazują wyraźnie na działalność prądów zawieszinowych oraz na znaczną odległość miejsca depozycji od obszarów źródłowych.

Z uwagi na przewagę ławie łupków w stosun-

ku do piaskowców całą formację należałoby wydzielić jako subfację fliszu łupkowego. Chcąc jednak podkreślić wyraźnie zaznaczającą się w terenie różnicę w ilości materiału piaszczystego w obu częściach obszaru, wydaje się celowe przeprowadzenie podziału. Dlatego w obszarze wschodnim, gdzie zawartość materiału piaszczystego wynosi 15–50%, wydzielono umownie subfację fliszu normalnego, zaś w obszarze zachodnim – subfację fliszu łupkowego.

Strefa zazębiana się fliszu normalnego z fliszem łupkowym może również odzwierciedlać zmiany charakteru sedymentacji w kierunku pionowym. Wskazywałyby na to dane stratygraficzne, gdyż co najmniej część fliszu łupkowego (z lidyty, łupkami krzemionkowymi i łupkami graptolitowymi) należy do syluru, natomiast fauna jedyne jak dotąd stanowiska we fliszu normalnym jest wieku ordowickiego. Rozwiązanie tego problemu wymaga dalszych badań, zarówno w opisywanym obszarze, jak i w rejonach sąsiednich.

Instytut Nauk Geologicznych  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
ul. Cybulskiego 30  
50-205 Wrocław  
Wrocław, marzec 1974

#### LITERATURA

- AUBOUIN J., 1965: Geosynclines. Amsterdam.
- BARANOWSKI Z., 1971: Gravity Submarine Mass Movements in the Epimetamorphic Complex of the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. XIX, no. 4.
- BARANOWSKI Z., 1975: Flysch facies in the epimetamorphic formation of the northern part of the Kaczawa Mts. Facja fliszowa w epimetamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 45 (w druku).
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., 1970: Preliminary Note on Structural Reserch in the Northern Trunk of the Góry Kaczawskie (Western Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol., géogr.*, vol. 18, no. 1.
- BARANOWSKI Z., URBANEK Z., 1972: Ordovician Conodonts from the Epimetamorphic Complex from Rzeszówek in the Kaczawa Mts. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. XX, no. 3.
- BASSET D. A., WALTON E. K., 1960: The Hell's Mouth Grits: Cambrian greywackes in St. Tudwal's Peninsula, North Wales. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 116.
- BERRY W. B. N., 1962: Graptolite occurrence and ecology. *J. Paleont.*, vol. 36, no. 2.
- BIRKENMAJER K., 1959: Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych. Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. *Studia geol. pol.*, vol. 3.
- BOUMA A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam.
- CAROZZI A. V., 1960: Microscopic Sedimentary Petrography. New York and London.
- CROWELL J. C., 1957: Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 68.
- DAHLGRÜN F., 1934: Zur Altersdeutung des Vordevons in westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 86.
- [Don J.], 1970: Дон Е., Кембрийская складчатость в Монголии. Салаириды или Алтаиды. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol., géogr.*, vol. 18, no. 4.
- DON J., 1971: Geologia Altaju Mongolskiego w dorzeczu Choit-Cencher – Goł. *Inst. Geol., Biul.*, Z badań polskich geologów za granicą (in press).
- DOTT R. H., 1964: Wacke, graywacke and matrix –

- what approach to immature sandstone classification? *J. Sed. Petrol.*, vol. 34, no. 3.
- DUNBAR G. J., McCALL G. J. H., 1971: Archean turbidites and banded ironstone of the Mt. Belches Area (Western Australia). *Sed. Geol.*, vol. 5, no. 2.
- DŻUŁYŃSKI S., 1963: Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. Directional structures in flysch. *Studia geol. pol.*, vol. 12.
- DŻUŁYŃSKI S., SANDERS J. E., 1962: Current marks on firm mud bottoms, *Connecticut Acad. Arts. Sc.*, vol. 42.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A., 1965: On ripple-load convolution. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol., géogr.*, vol. 13, no. 2.
- DŻUŁYŃSKI S., SMITH A. J., 1964: Flysch facies. Flisz jako facja. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 34, z. 1–2.
- DŻUŁYŃSKI S., WALTON E. K., 1965: Sedimentary features of flysch and graywackes. Amsterdam.
- FEO-CODECIDO G., 1956: Heavy-mineral techniques and their application to Venesuelan stratigraphy. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 40, no. 5.
- FISCHER G. W., 1970: The Metamorphosed Sedimentary Rocks along the Potomac River near Washington, D. C. Offprints from Studies of Appalachian Geology Central and Southern. Published by John Wiley & Sons.
- FRIEDMAN G. M., 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies., *J. Geol.*, vol. 66, no. 4.
- GRAVELIN S., RUSSEL R. V., 1967: Primary sedimentary structures from the Precambrian of Southeastern Sweden. *Geol. Fören. and Stockholm. Forhandl.*, vol. 89.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural Research in the Boundary between the Kaczawa Mts. and the Izera Region. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. geol. géogr.*, vol. 14, no. 3.
- GRUNAU H. R., 1965: Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 58, no. 1.
- GUNIA T., 1967: *Cambrotrypa* (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. *Cambrotrypa* (Tabulata) from metamorphic rocks of the Western Sudetes. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, z. 3.
- GÜRICH G., 1882: Beiträge zur Kenntnis der Niederschlesischen Thonschieferformation. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 34.
- HELWIG J., 1970: Slump folds and early structures, Northeastern Newfoundland Appalachians. *J. Geol.*, vol. 78, no. 2.
- HOPSON C. A., 1964: The crystalline rocks of Howard and Montgomery Counties. Reprinted from The Geology of Howard and Montgomery Counties, Maryland Geological Survey. Baltimore.
- HUNDT R., 1920: Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands (Westthüringisches Schiefergebirge, Kellerwald, Katzbachgebirge). *J. Preuss. Geol. L–A*, Teil II, H. I.
- JERZMAŃSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the north-eastern part of the Kaczawa Mts. and of their eastern extent. *Inst. Geol., Biul.* 185.
- [Jovanović Ž.], 1965: Йовановић Ж. Ж., О вулканизме в флише. Карпато–Балканская геологическая ассоциация, конгресс. София. Доклады, часть 3.
- KAMIENSKI M., PESZAT C., RUTKOWSKI J., 1963: Litologia piaskowców grodziskich (Karpaty fliszowe). The litology of Grodischt Sandstone in the Flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 23, z. 1.
- KELLING G., 1961: The stratigraphy and structure of the Ordovician rocks of the Rhinns of Galloway. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 117.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1950: Uwarstwienie spływowo we fliszu karpackim. Slip-bedding in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* za rok 1949, t. 19.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1954: Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim. Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. *Ibidem*, za rok 1952, t. 22, z. 4.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1958: Submarine slumping in the Carpathian Flysch. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim. *Ibidem*, t. 28, z. 2.
- KUENEN Ph. H., 1949: Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 104.
- KUENEN Ph. H., 1953: Significant features of graded bedding. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 37.
- KUENEN Ph. H., 1964: Deep-sea sands and ancient turbidites. [In:] A. H. Bouma and A. Breuwer (editors), *Turbidites*. Amsterdam.
- KUENEN Ph. H., MIGLIORINI C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, vol. 58, no. 2.
- KÜHN B., ZIMMERMANN E., 1918: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Schonau a. Katzb., *J. Preuss. Geol. L–A*.
- LINDSTRÖM M., 1964: Conodonts. Amsterdam.
- LOMBARD A., 1963: Laminites: a structure of flysch-type sediments. *J. Sed. Petrol.*, vol. 33, no. 1.
- McBRIDE E. F., 1962: Flysch and associated beds of the Martiburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *Ibidem*, vol. 32, no. 1.
- MOOR R. C., 1954: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part D, Protista, vol. 3, Kansas.
- MÜLLER K. J., 1956: Taxonomy, nomenclature, orientation, and stratigraphic evaluation of Conodonts. *J. Paleont.*, vol. 30.
- NARĘBSKI W., 1958: Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów fliszu karpackiego. Mineralogy and geochemical conditions of formation of so called siderites of the Carpathian Flysch. *Arch. miner.*, t. XXI, z. 1, za rok 1957.
- NARĘBSKI W., 1964: Petrochemia law puklistych Gór Kaczawskich i niektóre ogólne problemy petrogenetyczne spilitów. Petrochemistry of pillow lavas of the Kaczawa Mountains and some general petrogenetical problems of spilitites. *Pr. Muzeum Ziemi*, nr 7.
- OBERC J., 1967: Budowa tektoniczna terenów. XL Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego (w Zgorzelcu). *Prz. geol.*, vol. 6.

- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV, Tektonika cz. 2, Warszawa.
- PETTIJOHN F. J., 1957: Sedimentary Rocks. New York.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972: Sand and sandstone. Berlin.
- POTTER P. E., PETTIJOHN F. J., 1963: Paleocurrents and basin analysis. Berlin.
- QUITZOW H. W., 1939: Der geologische Bau des nordöstlichen Bober-Katzbach-Gebirge und der anschließenden Teile des Sudetenvorlandes. *Jb. Preuss. Geol. L-A* (za rok 1938), Bd. 59.
- RADOMSKI A., 1958: Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego. The sedimentological character of the Podhale Flysch. *Acta geol. pol.*, vol. 8, no. 3.
- [Rauzer-Czernousowa D. U., Fursenko A. W.], 1959, Раузер-Черноусова Д. У., Фурсенко А. В.: Основы палеонтологии. Москва.
- ROEMER F., 1868: Notiz über die Auffindung von Graptolithen bei Willenberg unweit Schonau im Katzbachtale. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 20.
- SHROCK R. R., 1948: Sequence in layered rocks. New York.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. Breslau.
- SCHWARZBACH M., 1940: Das Bober-Katzbach-Gebirge in Rahmen des europäischen Palaeozoikums. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 92.
- SCHWARZBACH M., 1943: Vulkanismus und Senkung in der Kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. *Geol. Rdsch.*, Bd. 34.
- SIEDLECKA A., 1967: Geology of the Eastern part of the Merakearea. *Norges Geol. Undersökelse*, no. 245.
- SIMPSON F., 1970: Sedimentation of the Middle Eocene of the Magura Series, Polish western Carpathians. O sedimentacji środkowego eocenu serii magurskiej w polskich Karpatach zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 40, z. 2.
- SUJKOWSKI Z., 1933: Radiolaryty dolno-karbońskie gór Świętokrzyskich. Radiolarites du Carbonifere inferieur du Nassif do Ste-Croix. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, vol. 7, no. 4.
- SUJKOWSKI Z., 1937: Radiolaryty dolno-gotlandzkie Gór Świętokrzyskich. Les radiolarites du Gotlandien inferieur des Monts de Ste-Croix on Pologne. *Ibidem*, vol. 9, no. 1.
- TEISSEYRE H., 1956: Depresja Świebodzie jako jednostka geologiczna. *Inst. Geol., Biul.* 106.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety, z. 1. Kraków.
- TEISSEYRE H., 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. [W:] Przewodnik XL Zjazdu PT Geol., Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. On the stratigraphy and structural evolution on the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960: Igneous and metamorphic petrology. New York.
- TURNER F. J., WEISS L. P., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. New York.
- UNRUG R., 1963: Warstwy istebniańskie — studium sedimentologiczne. Istebna Beds — a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 33, z. 1.
- UNRUG R., 1968: Kordylera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). The Silesian cordillera as the source of elastic material of the Flysch sandstone of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki ranges (Western Carpathians). *Ibidem*, t. 38, z. 1.
- URBANEK, Z., BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., 1975: Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. Geological consequence of the occurrence of the Devonian conodonts in metamorphic rocks of the northern part of the Kaczawa Mts. *Geol. Sudetica*, vol. X, nr 1.
- WALKER R. G., 1965: The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, vol. 35.
- WALKER R. G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and depositional environments. *J. Sed. Petrol.*, vol. 37, no. 1.
- WALKER R. G., PETTIJOHN F. J., 1971: Archean Sedimentation: Analysis of the Minnitaki Basin, Northwestern Ontario Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82.
- WILLIAMS P. F., 1972: Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui Australia. *Am. J. Sc.* vol. 272.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M., 1954: Petrography and introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco.
- WINKLER H. G. F., 1970: Abolition of metamorphic facies, Introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Miner. Mh. — Jg.*, H. 5.
- WOOD A., SMITH A. J., 1959: The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan). *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 114.
- ZIMMERMANN E., KÜHN B., 1936: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schonau. *Preuss. Geol. L-A*.

Zdzisław BARANOWSKI

## METAMORPHOSED FLYSCH DEPOSITS IN THE NORTHERN KACZAWA MTS. (RZESZÓWEK—JAKUSZOWA UNIT)

**ABSTRACT:** The work to be described in this paper deals with the main features of a flysch facies from the epimetamorphic Old Paleozoic formation of the northern Kaczawa Mts. Included in the paper are the geologic setting, a description of sedimentary structures

preserved, the petrographic characteristics of rocks occurring in the area in question and, finally, some data concerning the environment of sedimentation.

### Summary

In the Kaczawa Mts. (Western Sudetes, SW Poland), two structural stages are distinguished by Teisseyre (1957): 1) the lower stage of strongly folded and metamorphosed rocks ranging in age from the Eocambrian till the Upper Silurian, and 2) the upper stage of tectonically only slightly affected rocks including, with numerous stratigraphic hiatuses, unmetamorphosed rocks varying in age from the uppermost Carboniferous till the Miocene. Regionally the Kaczawa Mts. can be divided into two portions: the northern- and the southern one. These are separated from one another by the Świerzawa Graben, which westwards joins the North-Sudetic Basin (fig. 1).

The stratigraphy of the lower stage was outlined in general by Dahlgrun (1934). The Dahlgrun's stratigraphy is based mainly on a general lithologic analogy between the Kaczawa Mts. profile and similar profiles in the Lusatia and Thuringia. However, his stratigraphic scheme is still applied with slight modifications only.

The total thickness of the Cambro-Silurian in the Kaczawa Mts. is estimated to be about 3,000 metres (Schwarzbach 1939; Teisseyre 1967). The thickness of sedimentary rocks (greenschists excluding) is less than 2,000 metres (Schwarzbach 1940). The thickness of both the Ordovician and the Silurian is estimated to be about 1,000 metres (Zimmermann, Kühn 1936; Schwarzbach 1940).

As it has been mentioned above, the lower stage is strongly folded and slightly metamorphosed in the zone of epimetamorphism. The main folding as well as metamorphic processes took place, it is surmised, during the Lower- and Middle Devonian (Teisseyre 1968). According to him repeated tectonic movements occurred during the Variscan phases. Then strong

tectonic movements during the time of Cretaceous and Tertiary caused the ancient Kaczawa Mts. to dismember into a number of horsts and tectonic grabens. During the Neogene the whole area was uplifted along the Sudetic Marginal Fault.

In both the southern- and northern Kaczawa Mts., one can distinguish several nappe-like geologic units (fig. 19). Each part of the mountains is, however, characterized by an opposite direction of overthrusts.

In the southern Kaczawa Mts., Teisseyre (1956) distinguished four such units including (in descending order) the Cieszów Unit, the Dobromierz Unit, the Bolków Unit, and the Świerzawa Unit. The latter is supposed to represent a parautochthonous or even autochthonous unit. All the units were thrust southwards. In the northern Kaczawa Mts., on the other hand, three geologic units can be distinguished (Jerzmański 1965). These involve (in descending order) the unit of Rzeszówek—Jakuszowa (Unit *A*), the unit of Chełmiec (Unit *B*), and the unit of Złotoryja—Luboradz (Unit *C*), which is believed to be a parautochthonous unit. All the units are thrust northwards.

There can be no doubt as to the southern vergency of folds and southern directions of overthrusts in the southern Kaczawa Mts. However, the northern vergency and northern directions of overthrusts in the northern Kaczawa Mts. are still matters of dispute (Baranowski, Haydukiewicz 1970; Obere 1972).

The area studied in detail is situated in the northern Kaczawa Mts. where it covers portion of the unit of Rzeszówek—Jakuszowa (fig. 1). The area is underlain by the two main formations: the volcanic (greenschist) formation, which is believed to be Upper Cambrian in age, and the formation of metasediments (slate forma-



tion) including rocks of Ordovician as well as Silurian age\*.

The age of the greenschist formation is still a matter of discussion, within the four last decades at least. Some investigators believe the formation to be Upper Cambrian in age and regard it as a bedrock of the slate formation (Zimmermann, Kühn 1936; Schwarzbach 1939; Jerzmański 1965). While others assume the greenschist formation to be overthrust on the younger slate formation (Quitow 1938; Oberc 1972). However, incorporated within the greenschist formation are intercalations of metasediments (fig. 1). Of these one is fossiliferous and its Lower Silurian age is well documented by the graptolite fauna (Schwarzbach 1939; Jerzmański 1965). Moreover, it was also found during the fieldwork that in some places the metasediments are overlain by the greenschists (comp. fig. 2). It is clear therefore that the greenschists are either overthrust on the metasediments, or the two formations interfinger one another. According to the present writer at least part of the greenschist cropping out in the area shown in figure 2 is of Silurian age.

The presence of Ordovician rocks in the metasediment formation is confirmed by the conodont fauna (Baranowski, Urbanek 1972), whereas faunal sites with the graptolite fauna are known till the mid-XIX century (Roemer 1862; Gürich 1882; Hundt 1920). A more detailed characteristics of the metasediment formation was published by Zimmermann (Kühn,

\* Recently, after preparation of this paper, it has been found on the basis of the conodont fauna that the metasediment formation contains also Devonian rocks.

Zimmermann 1918; Zimmermann, Kühn 1936). Besides greenschists and diabases, he distinguished light-coloured, sandy mica-rich slates with intercalations of quartzite, greywackes, black siliceous and graptolitic slates, and bluish-grey mica-poor shales. The whole complex of the metamorphic rocks was ascribed by Zimmermann to the Old Paleozoic.

Lithological divisions illustrated in figure 2 will be discussed later on, below. It is noteworthy, however, that in spite of several faunal sites mentioned above, there is a general lack of key beds (Zimmermann, Kühn 1936). The lack of key beds, the strong folding and faulting of rocks in question, and a monotonous character of the metasediment complex do not permit the present writer to distinguish any stratigraphic horizon in the area studied. This is way the lithologic divisions presented in figure 2 cannot be regarded as stratigraphic units.

It is clear from the field observations that both the metasediments and the greenschists represent normal strata. The rocks were subjected to folding in several stages (comp. Baranowski, Haydukiewicz 1970) the succession of which is, however, still not established.

The most distinct structures in the geologic map (fig. 2) are those trending west-east or west-west-north-east-east-south; these structures apparently correspond to the main folding in the Kaczawa Mts. (see Schwarzbach 1939). The structures illustrated in the map are reconstructed from measurements of the strike and dip of strata in particular outcrops. However, the geologic map shown in figure 2 is in fact much generalized and the structure of the area considered is apparently much more complicated.

## PETROGRAPHY

The formation of metasediments is composed of phyllite, phtanite, quartzite, and metagreywacke. On the basis of their mineral composition phyllites are further subdivided into sericite slate, chlorite slate, graphite slate and so on.

Typical of the rocks in question is the mineral assemblage of quartz—albite—muscovite—(epidote)—chlorite. This is indicative of the greenschist facies in the traditional scheme of regional metamorphism, or strictly speaking is indicative of the quartz—albite—muscovite—chlorite subfacies (Turner, Verhoogen 1960).

According to the Winkler's classification (1970) the complex considered represents a lower range of the low stage of metamorphism. This is enclosed between the "zoisite /clinzoisite in" isograd and the "stilpnomelane out/biotite in" isograd. In other words it corresponds roughly to the metamorphism in the range of 350—470°C temperature and 3—8 kilobars pressure.

In this paper, particular lithologies are examined according to criteria applied to sedimentary rocks. Metasediments are composed of terrestrial materials (with the exception of siliceous slates) ranging in size from clay to sand.

## SLATES

These are the most altered rocks compared to an original sediment. Amongst the main rock-forming minerals they contain sericite, quartz, and chlorite. Moreover, X-ray determinations revealed the rocks to contain illite, montmorillonite (?), and kaolinite as well.

Sericite is, however, the main rock-forming mineral. It gives to the rock a distinct oriented structure (pl. II, 1). Varieties displaying a more random arrangement of sericite scales occur rarely. Chlorite occurs in the form of minute scales arranged parallel to the sericite flakes; it may also constitute scattered larger flakes (pl. II, 3). Chlorite occurs within all varieties of slates; it is abundant, however, only in some of them. Quartz occurs in various forms. Together with scales of sericite and chlorite, it frequently constitutes thin laminae. Moreover, crystals or aggregates of quartz are scattered in slate, too. Quartz grains are frequently elongated in conformity with the direction of recrystallization of sericite. From place to place small, mosaic lens-shaped aggregates or laminae of quartz are found; these are thought to have originated owing

to a selective migration of quartz that was originally scattered throughout the rock. Some slates are very abundant in graphite. Graptolite slates are composed of graphite, sericite, quartz, and pyrite. These are usually very thin foliated rocks. Green chlorite slates contain an admixture of pyroclastic material. Under the microscope, one may observe fragments of altered volcanic rocks to which are associated large aggregates of leucoxene. Besides chlorite and sericite, these slates contain also epidote and actinolite.

Leucoxene, carbonates, pyrite, and ferric oxides occur as accessory minerals. Siderite is the most common mineral amongst carbonates, while dolomite and calcite occur rarely. Both siderite and pyrite tend to occur in the form of euhedral crystals. Carbonates occur in varying amounts; some thin sections are rich in aggregates or crystals of carbonates, whereas others lack them entirely.

Slates vary considerably in colour. The majority of sericite slates and sericite-chlorite slates are grey or dark grey. Sometimes the latter may be greenish-grey, too. Silvery sericite slate as well as green-violet sericite-chlorite slate and dark-green chlorite slate are noted sporadically. Chemical composition of various kinds of slates is given in table 2.

#### SILICEOUS SLATES

Siliceous slates occur in layers varying in thickness from several millimeters to a dozen or so centimeters. The layers are interbedded with graphite slate. The rocks in question are here termed phtanire or black siliceous slate.

Under the microscope, the rocks considered are composed mostly of quartz constituting a mosaic of recrystallized, mutually intergrown grains. Graphite pigment is dissiminated throughout the rock (pl. II, 2). From place to place grains of quartz are separated from one another by minute scales of sericite. Recrystallized remnants of Radiolaria are noted in some thin sections (pl. I, 1, 2). Siderite, pyrite, and apatite are observed as accessory minerals.

In the area studied, sericite slates contain also intercalations of greyish-cream coloured quartz slates (comp. fig. 2). These very hard and massive rocks make up layers up to several centimetres thick. Under the microscope, they are similar to phtanites, but are graphite-free. However, from place to place, they also contain Radiolaria remnants (pl. I, 3). This allows the present writer to classify them into siliceous slates.

Phtanites and siliceous slates are regarded as counterparts of radiolarian cherts (comp. Sujkowski 1937; Carozzi 1960).

#### METASILTSTONES

Under the microscope, the rocks in question exhibits a well developed inequigranular texture. Matrix is composed of a mixture of sericite, quartz, and chlorite embedded in which are larger grains of quartz, or rarely, feldspar (pl. II, 4). Most frequently

these grains of quartz display ribbed boundaries owing to an interlocking with recrystallized matrix. In some thin sections one may observe scattered grains of zircon and, rarely, of tourmaline. These grains are evidently rounded. Grains of feldspars do not display features characteristic of blasts. Matrix is dominated by sericite and fine grains of quartz to which are associated, in various amounts, scales of chlorite (pl. II, 5). Muscovite occurs in small quantities and at least in part is of detrital origin. Siderite, pyrite, authigenic apatite, leucoxene and ferric oxides occur as accessories.

The majority of metasiltstones reveal a directional recrystallization of sericite. Graded bedding is frequently noted; graded beds distinguish themselves in having sharply defined bottom boundaries and transitional ill-defined top ones. Topwards some siltstones pass imperceptibly into shales.

#### METASANDSTONES

Metasandstones vary from one another in thickness, colour, and grain size. Prevailing are grey coloured rocks and some varieties are black. The majority of beds are composed of sand-sized material only; some however, contain also granules and small pebbles up to 8 millimetres across (so-called Tarczyn (Kuttenberg) quartzites, Zimmermann, Kühn 1936). Sandstones were sampled in a number of outcrops labelled A - Z in figure 2.

Mineral composition of sandstones was determined in thin sections. Microscopic investigations included also planimetric analyses (comp. fig. 3). Grains larger than 0.03 mm were regarded as detrital framework elements, while smaller ones were classified as matrix components (comp. Gilbert *et al.*, 1954; Dott 1964).

Amongst the detrital framework elements quartz is always the main constituent (comp. fig. 4). Monocrystalline quartz prevails, however, polycrystalline quartz is also frequently encountered. The latter represents mostly vein quartz. Scattered larger grains display wavy extinction. Some grains contain unrecognizable intergrowths.

Rock fragments are dominated by fragments of weakly metamorphosed slates (pl. IV, 4) to which are associated fragments of quartzite or siliceous slate composed of a mosaic of fine haphazard grains of quartz (pl. IV, 3). More rarely one may observe fragments of volcanic rocks. Most likely these are chiefly fragments of acid volcanic rocks the exact identification of which is hampered by small dimensions of the grains in question.

Feldspars are represented exclusively by plagioclases, which contain no more than 10 per cent anorthite. Most frequently feldspars are twinned according to the albite law; some grains of chessboard albite are intergrown with quartz.

Muscovite is the most common micaceous mineral. It occurs in varying amounts. Generally muscovite is a detrital mineral. Detrital biotite (partly converted to chlorite) was observed in several thin sections only.

The metasandstones in question do not contain any

cement. Intergranular spaces are filled up by recrystallized matrix, which not uncommonly is intergrown with larger grains forming detrital framework (pl. V). Individual detrital grains may be in contact with one another (especially in fine-grained sandstones, pl. II, 6), but generally they are "floating" in the matrix surrounding them (pl. III, 1-4; pl. IV, 1, 3, 4).

Matrix is composed essentially of sericite and quartz. It always contains a small amount of opaque minerals (pyrite, ferric oxides). Chlorite, if present, occurs in small quantities. Carbonates (mainly siderite) occur from place to place. In black metasandstones, matrix contains graphite.

The metasandstones considered are classified according to the classification triangle by Gilbert (Williams, Turner, Gilbert 1954), modified by Dott (1964). All the sandstones investigated contain more than 10 per cent matrix (24-73 per cent) and, consequently, are classified as wackes (comp. fig. 3; tab. 3). The sandstones fall in the field of quartz wackes, in the upper portion of the field of lithic wackes, and in the field of feldspathic wackes (fig. 4). The rocks considered are therefore characterized by a textural immaturity (high content of matrix) and a high mineralogical maturity (quartz wackes). The majority of quartz wackes represent shaly flysch.

Particular varieties of wackes are illustrated in plate II, 6; III; IV; and V, 4. The rocks will be called simply metasandstones later on, below.

Mechanical composition of the metasandstones

was determined microscopically by measuring 100 grains per thin section. The microscopic data were then converted to sieve data using a method postulated by Friedman (1958). Sorting coefficients were calculated using the Trask formula. The results obtained are presented in figure 5.

No roundness determinations were made as a recrystallization of the sandstones largely obscured the original grain boundaries. However, as the grain size increases roundness tends also to increase.

Heavy minerals are dominated by zircon, which is usually more or less rounded. Rutile, tourmaline (rounded), leucoxene, titanite, and amphibole occur in small quantities.

The paleogeographic significance of heavy minerals was studied by Feo-Codecido (1956) and Pettijohn et al. (1972), who distinguished several assemblages of heavies. The heavy minerals considered belong to two assemblages:

1) leucoxene - rutile - tourmaline (rounded) - zircon (rounded) assemblage is characteristic of reworked sedimentary rocks,

2) biotite - muscovite - rutile - titanite - zircon assemblage is indicative of acid volcanic rocks.

On the basis of my microscopic data it may be concluded that detrital material was derived from source areas underlain by sedimentary rocks, maybe slightly metamorphosed, and acid igneous rocks including volcanic ones.

## SEDIMENTARY STRUCTURES

The main feature of the metasediment formation is an alternation of layers of metasandstones and slates (fig. 6; pl. VII). Layers of metasandstone as a rule display sharp bottom contacts. Upwards the metasandstones pass, through laminated fine metasediments, to slates. Layers of the metasediments commonly display graded bedding.

Sedimentary structures are largely obliterated by tectonic and metamorphic processes, but especially by foliation and cleavage attributable to particular phases of deformation. This is best seen in the slates, in which stratification is visible only on polished surfaces (comp. e.g., pl. VIII, 1, 3-6; pl. IX, 2, 6). Foliation as a rule is not parallel to stratification. In coarse-grained metasandstones, modifications are limited to the recrystallization of matrix; the recrystallization may be directional (pl. V, 3, 4). In fine-grained sandstones, sericite (and sometimes also quartz) may be

secondarily directed (pl. VI, 1-3). Clay minerals originally present in shales are converted to micas. From place to place one can observe even selective migration of quartz. The process may be regarded as an incipient stage of formation of metamorphic lamination (figs. 7, 8). The intensity of the processes of recrystallization and migration of quartz varies from place to place. Most likely it depends on a position of a given rock within a fold. It was observed that the processes in question started along surfaces parallel to the axial planes of folds. This seems to be a general tendency (comp. Williams 1972).

In general internal structures (*sensu* Dżułyński, Walton 1965) are well preserved. External structures (sole markings) are observed exceptionally. Moreover, they are as a rule so poorly preserved that any identification with the known varieties of hieroglyphs is very difficult.

## BEDDING

In the area studied, several types of bedding are found including graded bedding, parallel lamination, and cross-lamination.

The thickness of metasandstone beds ranges from a centimetre to a metre or more (fig. 9).

Commonly the metasandstones display graded

bedding. This is especially well seen in beds 20-cm in thickness or more. In the fine grained metasandstones, graded bedding is sometimes visualized by fragments of redeposited shales (fig. 10; pl. IX, 5). Fragments of redeposited shales may be also irregularly disseminated throughout the rock (pl. VIII, 6; pl. IX, 6).

Graded bedding is also noted in some thin-bedded (beds several centimetres thick) fine siltstones. In such rocks, graded bedding is different to recognize megascopically. It may, however, be marked by a change in colour of successive layers. The bedding becomes easy to recognize on polished sections, however (pl. VIII, 5, 6).

In the area studied, monofractional sediments are frequently encountered, too. To this category belong mainly some fine-grained thin-bedded sandstones.

Lamination is very common in the rocks studied. It depends on an alternation of light-coloured sandy laminae and dark-coloured silty ones (pl. VIII, 3;

pl. IX, 1; pl. X, 3). Some layers, usually only a dozen or so centimetres thick, are laminated throughout the bed. In other layers, light laminae thin towards and a distance between them increases in the same direction (pl. IX, 1, 2). In still other layers, one may observe a lateral transition from parallel lamination to cross-lamination as well as changes in lamina thickness in the horizontal (pl. X, 1). Cross-lamination occurs rarely because it is masked by cleavage. However, several examples of small-scale cross-stratification are noted (pl. IX, 3; pl. X, 2; fig. 11). Ripple-load convolutions may be observed from place to place (fig. 12).

The sedimentary structures mentioned occur in a definite repeated sequence similar to that described by Bouma (1962). The sequences found in the meta-sediment formation are as a rule incomplete. The most common are the truncated sequences  $T_{a-b}$  as well as the base cut-out sequences  $\bar{T}_{a-e}$ .

### OTHER SEDIMENTARY STRUCTURES

In several exposures, there occur sedimentary structures indicative of penecontemporaneous deformations. These include sediment flows, sedimentary microbreccias, and — in one case only — also a submarine slump (pl. X, 4, 5; fig. 13, 14).

Bottom surfaces of sandstone beds are frequently uneven. However, hieroglyphs are recognizable in a few cases only. For example, the structures illustrated in figure 15 may be interpreted as flute marks. Top surfaces of sandstone beds are devoid of sedimentary structures.

A dozen or so readings of cross-stratification made in the eastern portion of the area studied display a dispersion of paleocurrents from the south-east to the north-west. In spite of a small number of measurements, they agree with a lithofacies distribution (comp. fig. 2). It may be assumed that in relation to the present-day position of the directional structures the direction of supply of detrital material was from east or north-east to the west or north-west.

### SEDIMENTARY ENVIRONMENT

Organic remnants found in the formation in question are rare and poorly preserved; however, it is possible to draw some conclusions concerning the environment of sedimentation.

In sericite shales, there occur sometimes remnants of recrystallized tests of Foraminifera (comp. pl. II, 4), which attest to the marine origin of the rocks in question.

The presence of the conodont fauna also attests to the marine origin. Conodonts are known from both shallow- and deep-water marine sediments (comp. Lindström 1964). It seems that a zone dominated by the corals, crinoids, and brachiopods is unfavourable to the development of conodonts (Müller 1956).

Graptolite shales occur together with black siliceous slates and phtanites, in which they form thin interbeddings. In phtanites, which are regarded as metamorphic counterparts of radiolarites, recrystallized remnants of Radiolaria were indeed found (pl. I, 1, 2). Similar remnants were found in some light-coloured siliceous slates (pl. I, 3). Radiolarites and graptolite slates are generally regarded as pelagic sediments (Sujkowski 1933; 1937; Moor 1954; Berry 1964; Grunau 1965).

The pelagic character of graptolite-free shales, on the other hand, cannot be proved as yet. It may be supposed, however, that similarly as in other flysch areas at least a part of shales devoid of sedimentary structures represent pelagic sediments.

The presence of graptolite shales and radiolarites also speaks in advocacy of the deep-water marine character of the sediments considered.

The lack of sedimentary structures typical of shallow-water deposits also suggests that the sedimentation took place in deep waters.

A general dark colour of sediments in question as well as the presence of pyrite and siderite indicate that reducing conditions prevailed in the sedimentary basin. Authigenic pyrite is common in both the slates and the metasandstones. From place to place these rocks contain also thin layers of pyrite (several millimetres thick) as well as small pyrite concretions. Still more common is siderite. It occurs in a form of individual crystals or irregular granular aggregates. In some shales, siderite occur as concretions or flat intercalations.

## FINAL CONCLUSIONS

All the features mentioned above display a high similarity of the formation considered to another flysch sequences (comp. Dżułyński, Smith 1964). Flysch structures were described many times by many authors (comp. e. g., Kuenen 1959; Bouma 1962; Dżułyński, Smith 1964). Based on the similarity between the metasediment formation in question and another flysch deposits, it is assumed by the present writer that the formation represents metamorphosed flysch deposits.

The metasediment formation considered differs from the "ideal" flysch, the diagnostic features of which were published by Dżułyński and Smith (1964), in the presence of a considerable submarine volcanism (the greenschist formation). As it has been mentioned above, there is a possibility that the greenschists interfinger with the metasediments. However, in literature examples are known of a basic volcanism that survives through long periods of the geosynclinal stage. Examples are also known of a volcanic activity simultaneous with flysch (comp. Jovanovič 1965; Don 1970; 1971).

Taking into account the marine, eugeosynclinal deep-water character of the sediments considered, their considerable thickness, the assemblage of sedimentary structures preserved in them, and another features typical of flysch it must be stated that the formation belonged originally to a flysch facies.

Taking into account the ratio of metasandstones to slates (which is less than 50 per cent) the area studied should be ascribed to a subfacies (lithofacies) of shaly flysch. However, the content of sandy material varies evidently in the area studied. Consequently, the eastern portion of the area, where the amount of sandy material varies from 15 to 50 per cent, is here conventionally included among a normal flysch, while the western portion of the area is classified into a shaly flysch.

A zone of interfingering of the normal- and shaly flysch may also reflect changes in the character of sedimentation in the vertical. This seems to be confirmed by the stratigraphic data as at least part of the shaly flysch (including phtanite, siliceous slates, and graphite slates) belong to the Silurian. On the other hand, a fauna from the only faunal site discovered as yet in the normal flysch indicates the Ordovician age. The problem, however, needs further investigations both in the area considered in this paper and elsewhere in the northern Kaczawa Mts.

The present writer did not carry out any investigations in other tectonic units of the northern portion of the Kaczawa Mts. However, on the basis of some preliminary studies it may be found that both in the unit of Chelmiec and in the unit of Złotoryja—Luboradz (fig. 1) there occur metamorphosed sediments revealing features typical of flysch.

*Translated by Andrzej Karol Teisseyre*



## **PLANSZE I OBJAŚNIENIA**

PLANSZA I

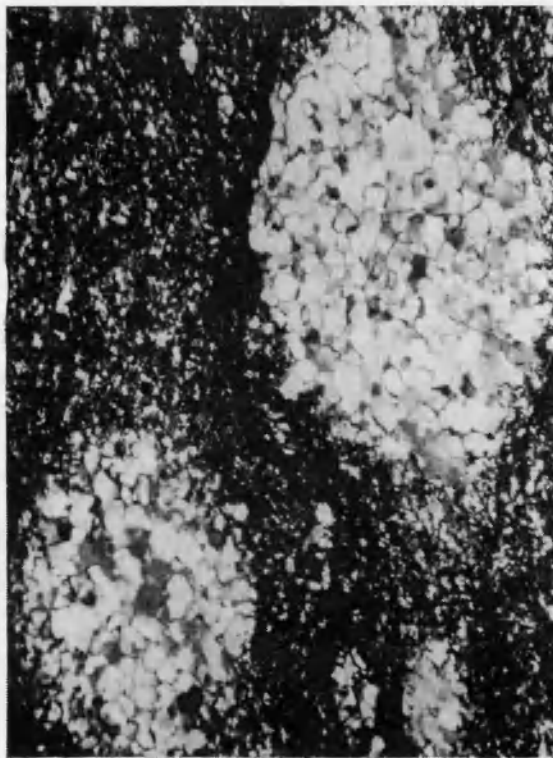
PLATE I

Mikrofotografie szczątków organicznych. Nikole skrzyżowane, pow. 100 ×  
Microphotographs of organic remnants. Nicols crossed, magn. 100 ×

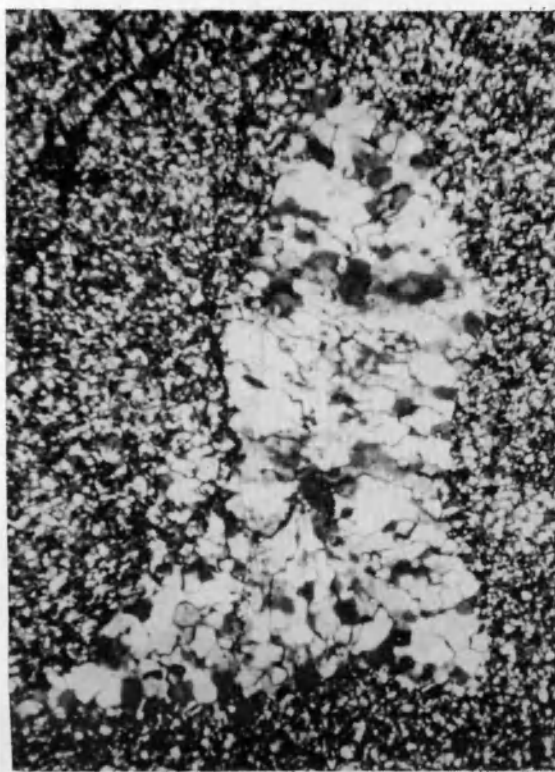
1. Zrekrystalizowany okaz radiolarii otoczony obwódką grafitu w czarnym łupku krzemionkowym  
Recrystallized Radiolaria test rimmed by graphite coating in black siliceous slate
2. Zrekrystalizowane szczątki radiolarii w lidycie. Widoczny ciemny pigment grafitowy  
Recrystallized Radiolaria remnants in phtanite. Note dark graphite pigment
3. Zrekrystalizowany okaz radiolarii w jasnym łupku krzemionkowym, pow. 130 ×  
Recrystallized Radiolaria test in light-coloured siliceous slate, magn. 130 ×
4. Zrekrystalizowany okaz otwornicy w łupku serycytowym  
Recrystallized Foraminifera test in sericite slate



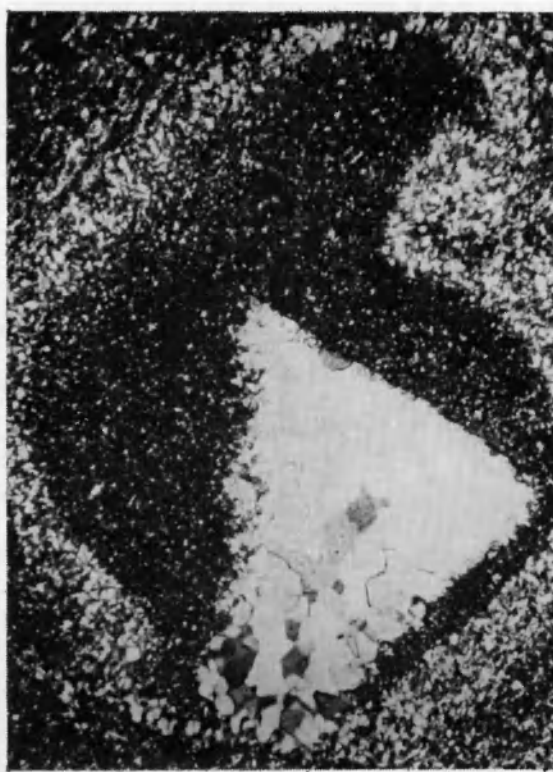
1



2



3



4

Zdzisław BARANOWSKI – Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)  
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-Jakuszowa Unit)

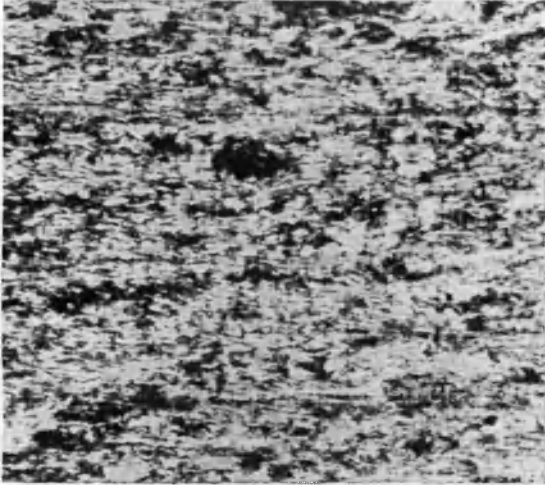
PLANSZA II

PLATE II

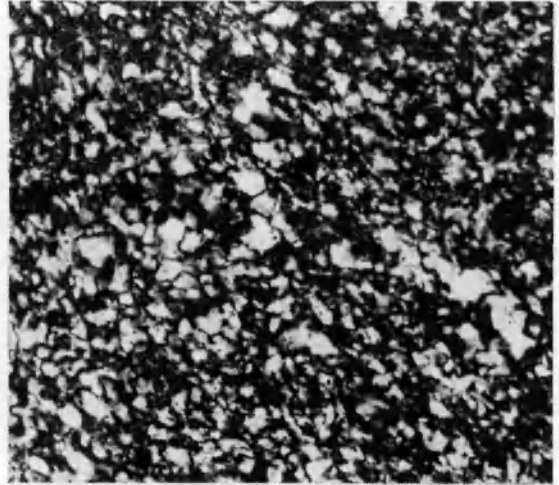
Mikrofotografie typowych skał występujących w badanym obszarze. Nikole skrzyżowane, fot. 1–3 pow. 160 ×, fot. 4–6 pow. 100 ×

Microphotographs type lithologies in the area investigated. Nicols crossed, photo 1–3 magn. 160 ×, photo 4–6 magn. 100 ×

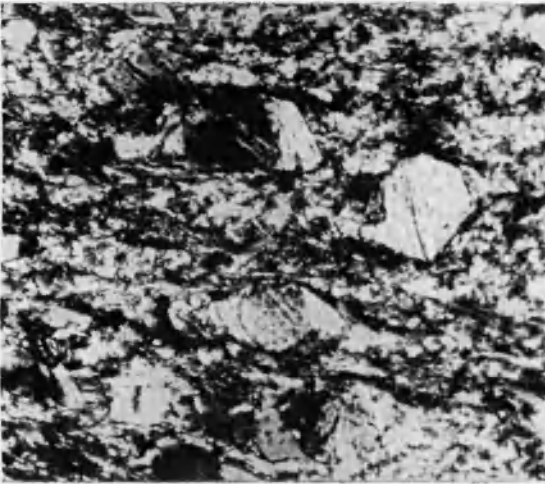
1. Łupek serycytowy  
Sericite slate
2. Czarny łupek krzemionkowy (metalidyt)  
Black siliceous slate (phtanite)
3. Łupek serycytowo-chlorytowy  
Sericite-chlorite slate
4. Mułowiec o składzie kwarc i serycyt  
Siltstone. Composed of quartz and sericite
5. Mułowiec o składzie kwarc-serycyt-chloryt  
Quartz-sericite-chlorite metasiltstone
6. Droбноziarnista waka kwarcowa  
Fine-grained quartz wacke



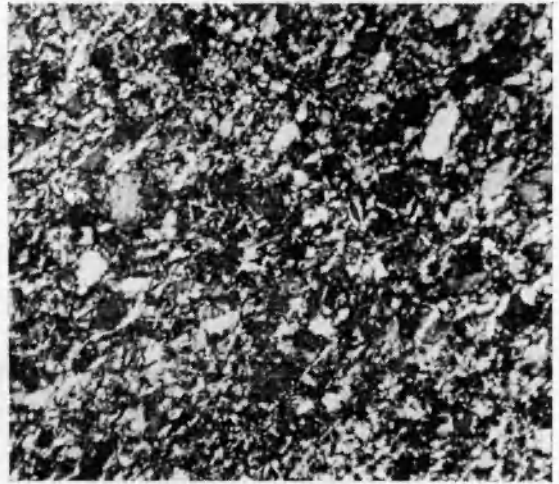
1



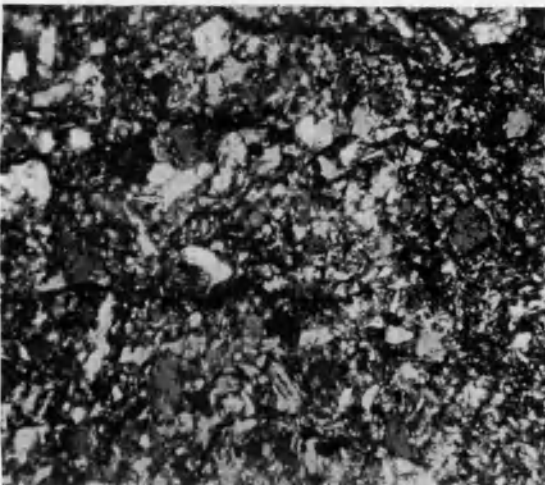
2



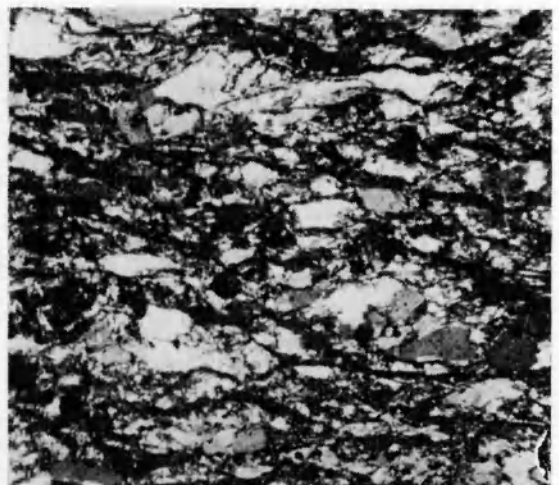
3



4



5



6

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)  
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-Jakuszowa Unit)



PLANSZA III

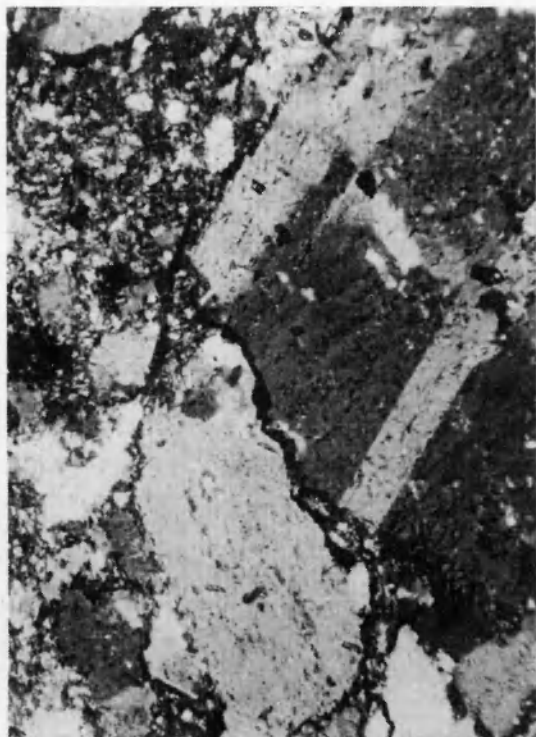
PLATE III

Mikrofotografie piaskowców. Nikole skrzyżowane, pow. 100 ×  
Microphotographs of metasandstones. Nicols crossed, magn. 100 ×

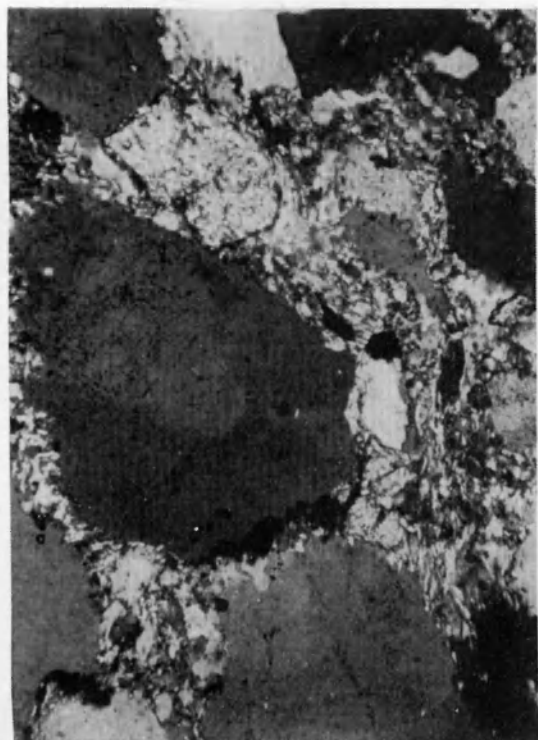
1. Waka lityczna z grafitowym tłem skalnym  
Lithic wacke. Note graphite-rich matrix
2. Waka skaleniowa, skalenie częściowo zserycytizowane  
Feldspatic wacke. Feldspars partly sericitized
3. Waka kwarcowa (tzw. kwareyt z Tarczyna). Obtoczone ziarna kwarcu w zrekry-  
stalizowanej matrix z węglanami (skupienia jasnoszare)  
Quartz wacke (so-called Tarczyn quartzite). Rounded quartz grains in recrystallized  
matrix. Note carbonates (light-coloured patches)
4. Waka skaleniowa. Obok skaleni widoczny schlorytyzowany detrytyczny biotyt  
(ciemne blaszki)  
Feldspatic wacke. Note feldspars and detrital biotite converted to chlorite (dark  
flakes)



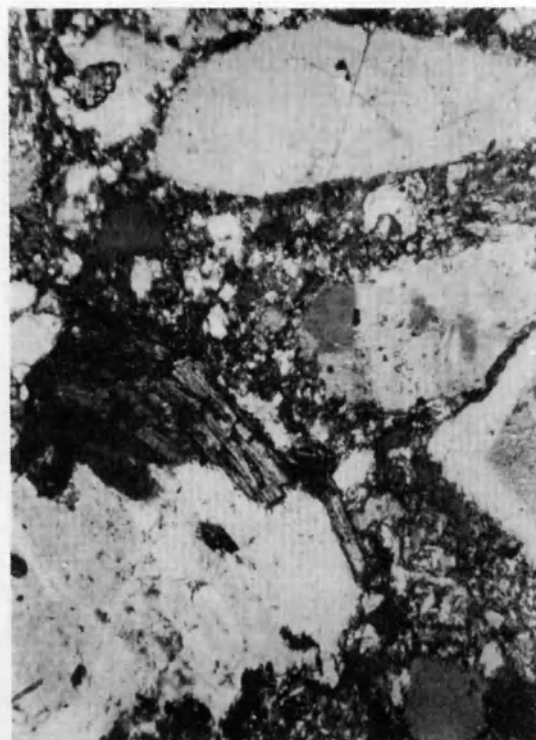
1



2



3



4

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich  
(jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)

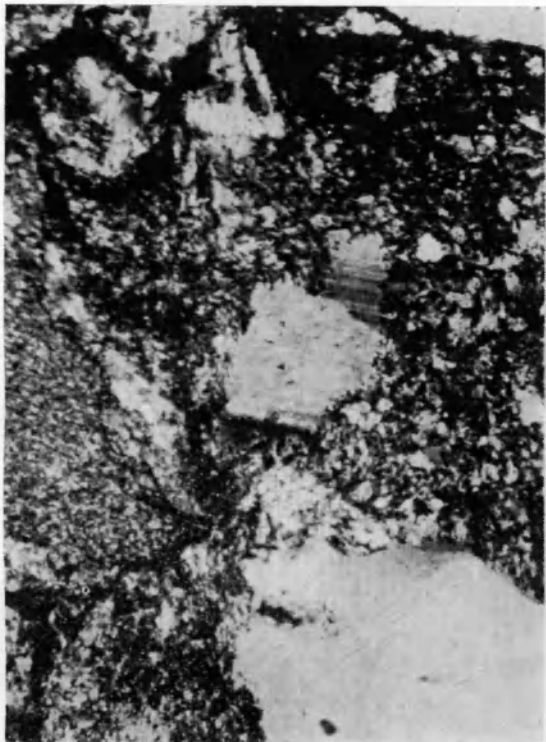
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts (Rzeszówek-  
-Jakuszowa Unit)

PLANSZA IV  
PLATE IV

Mikrofotografie piaskowców. Nikole skrzyżowane, fot. 1–2 pow. 100 ×, fot. 3 pow. 60 ×, fot. 4 pow. 20 ×

Microphotographs of metasandstones. Nicols crossed, photo 1–2 magn. 100 ×, photo 3 magn. 60 ×, photo 4 magn. 20 ×

1. Waka lityczna. W środkowej części widoczny skaleń, u dołu kwarc, z lewej strony – fragment łupka  
Lithic wacke. Note feldspar (centre), quartz (bottom), and fragment of shale (left)
2. Waka lityczna. Widoczne jasne ziarna kwarcu, zbliźnionocenne plagioklasy oraz szare fragmenty łupków  
Lithic wacke. Note light-coloured grains of quartz, twinned plagioclases, and fragments of shale (grey)
3. Waka kwarcowa gruboziarnista. W części środkowej fragment skały złożony z kwarcu mozaikowego  
Coarse-grained quartz wacke. Note fragment of quartzite (centre)
4. Waka lityczna. Ziarna kwarcu i okruchy skał „pływają” w mułowcowym tle skalnym  
Lithic wacke. Grains of quartz and rock fragments “floating” in silty matrix



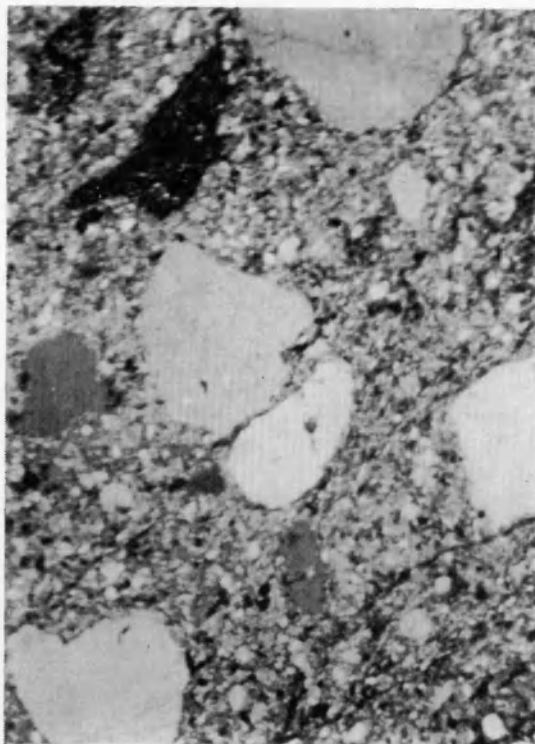
1



2



3



4

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich  
(jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)

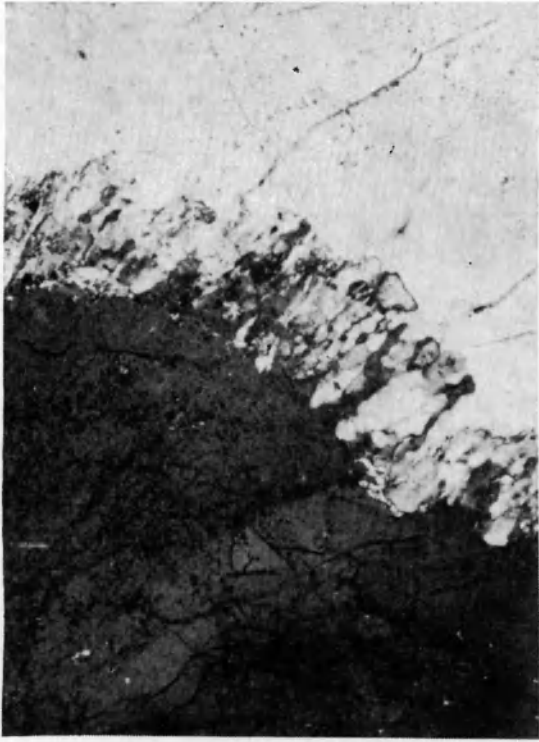
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-  
-Jakuszowa Unit)

PLANSZA V

PLATE V

Mikrofotografie zrekrystalizowanego tła skalnego. Nikole skrzyżowane, pow. 140 ×  
Microphotographs of recrystallized matrix. Nicols crossed, magn. 140 ×

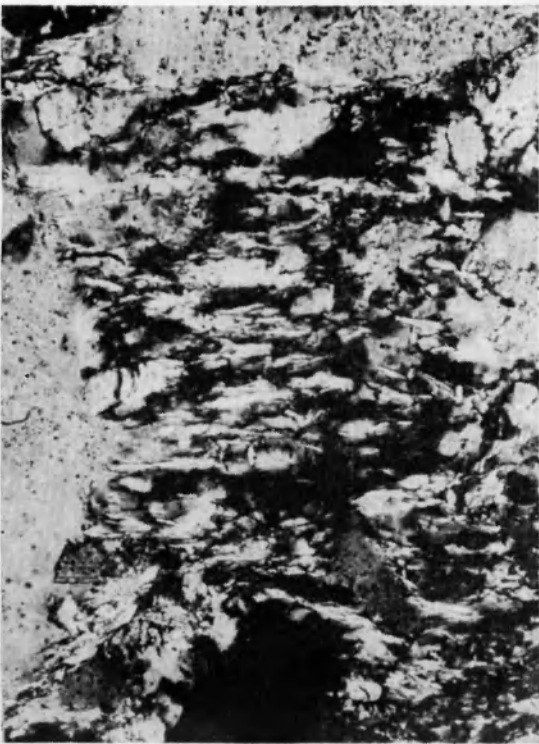
1. Rekrystalizacyjny zrost dwu ziarn kwarcu  
Welded grains of quartz
2. Kierunkowa rekrystalizacja matrix pomiędzy dwoma ziarnami kwarcu. Granice ziarn zazębiają się ze zrekrystalizowanym kwarcem tła skalnego  
Directional recrystallization of matrix between two grains of quartz. Note rugged boundaries between large grains of quartz and small recrystallized individuals constituting the matrix
3. Kierunkowa rekrystalizacja serycytowo-kwarcowej matrix między dwoma ziarnami kwarcu  
Directional recrystallization of sericite-quartz matrix between two grains of quartz
4. Rekrystalizacja zacierająca granice między szkieletem ziarnowym a tłem skalnym. Waka kwarcowa  
Quartz wacke. Recrystallization of the rock makes boundaries between framework elements and matrix almost imperceptible



1



2



3



4

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich  
(jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)

Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-  
-Jakuszowa Unit)



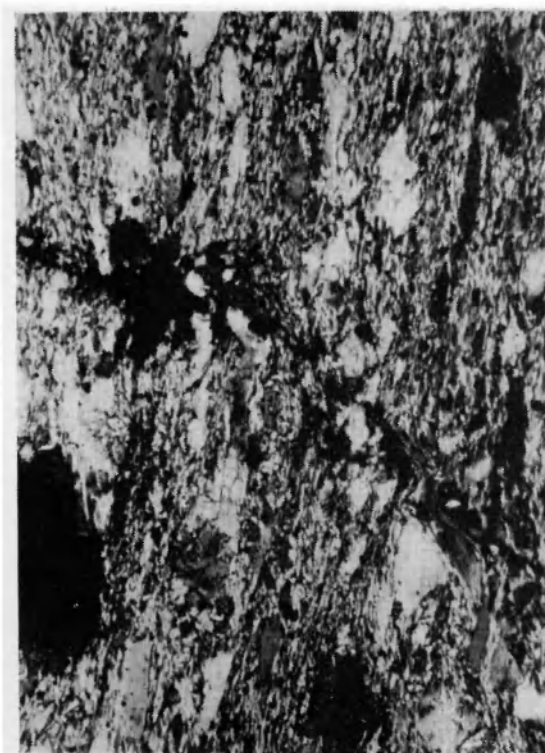
PLANSZA VI

PLATE VI

Zdjęcia obrazujące zmianę tekstury skały

Showing changes in rock texture

1. Przekrój warstwowej skały złupkowanej prostopadle do warstwowania. Pow.  $2 \times$   
Section of a layered rock. Note that cleavage trends at a right angle to stratification.  
Magn.  $2 \times$
2. Zdjęcie mikroskopowe fragmentu zaznaczonego na fot. 1. Ukierunkowanie serycytu oraz częściowo ziarn kwarcu zgodnie ze złupkowaniem. Nikole skrzyżowane, pow.  $100 \times$   
Microphotographs showing detail marked in photo 1. Sericite and, to a lesser extent, also quartz grains are elongated parallel to cleavage. Nicols crossed, magn.  $100 \times$
3. Zdjęcie mikroskopowe fragmentu zaznaczonego na fot. 1. Skośnie, od lewej ku prawej przebiega granica warstwy, serycyt i kwarc zorientowany jest zgodnie ze złupkowaniem. Nikole skrzyżowane, pow.  $100 \times$   
Microphotographs showing detail marked in photo 1. Note stratification (trending obliquely from left to right) and sericite and quartz oriented parallel to cleavage. Nicols crossed, magn.  $100 \times$



Zdzisław BARANOWSKI – Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)  
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-Jakuszowa Unit)

PLANSZA VII  
PLATE VII

Zdjęcia odsłoneń fliszu normalnego  
Showing exposures in normal flysch

1. Naprzemianległe warstwy piaskowców i łupków, w górnej części widoczna laminacja.  
Dolina potoku Kamiennik  
Alternation of metasandstone and slate beds. Note lamination in top portion of photo. Kamiennik brook Valley
2. Naprzemianległe warstwy piaskowców i łupków. Dolina potoku Kamiennik  
Alternating beds of metasandstone and slate. Kamiennik brook Valley



1



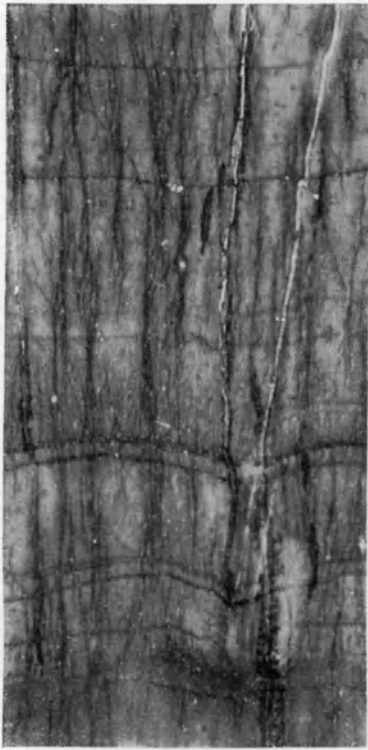
2

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)  
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-Jakuszowa Unit)

PLANSZA VIII  
PLATE VIII

Zdjęcia zglądów przedstawiające rodzaje warstwowań  
Polished surfaces showing various types of stratification

1. Fragment łupka złupkowanego prostopadle do warstwowania. Wielkość naturalna. Flisz łupkowy, Rzeszówek  
Rzeszówek slate. Note that cleavage trends normal to stratification. Natural size. Shaly flysh, Rzeszówek village
2. Ciemny łupek laminowany materiałem mułowcowym. Flisz normalny, Rzeszówek. Pow. 2 ×  
Dark slate. Note laminae of silt-sized material. Normal flysch, Rzeszówek village. Magn. 2 ×
3. Ciemny łupek laminowany materiałem drobnomułowcowym. Flisz normalny, Rzeszówek. Niektóre laminy mułowcowe (jasne) mają ostro zaznaczony spąg i nieostrą granicę stropową. W dolnej części widoczne pogrążnione ripplemarki. Pow. 2 ×  
Dark slate. Note laminae of fine silt. Some silt laminae (light-coloured) display sharp bottom surfaces and gradational top boundaries. Load-casted ripples seen in bottom portion of photo. Normal flysch, Rzeszówek village. Magn. 2 ×
4. Fragment ławicy szarogłazowej warstwowanej frakcjonalnie, ostro graniczący z niżej leżącym łupkiem. Flisz normalny, Kondratów. Wielkość naturalna  
Fragment of greywacke bed overlying slate. Note graded bedding and sharp basal contact. Normal flysch, Kondratów village. Natural size
5. Warstwa drobnomułowa (jasna) warstwowana frakcjonalnie, z ostrą granicą spagową i nieostrą granicą stropową. Flisz łupkowy, Różana. Pow. 2 ×  
Layer of fine siltstone (light-coloured) displaying graded bedding. Note sharp basal contact and gradational top boundary. Normal flysch, Różana village. Magn. 2 ×
6. Warstwowanie frakcjonalne w drobnoziarnistym mułowcu, przechodzącym ku górze w łupek. Ciemne plamki w dolnej części zdjęcia stanowią redeponowane fragmenty łupków. Flisz łupkowy, Różana. Pow. 2 ×  
Fine-grained graded siltstone passing towards into slate. Note fragments of redeposited shale in bottom portion of photo (dark patches). Shaly flysch, Różana village. Magn. 2 ×



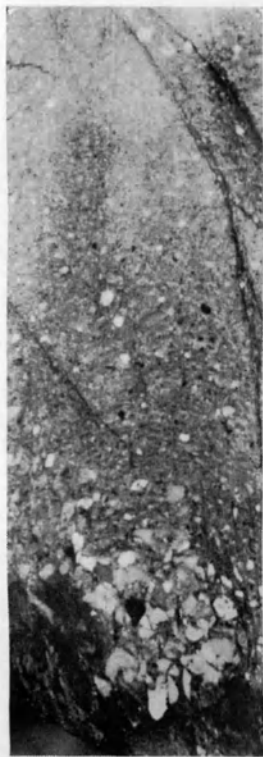
1



2



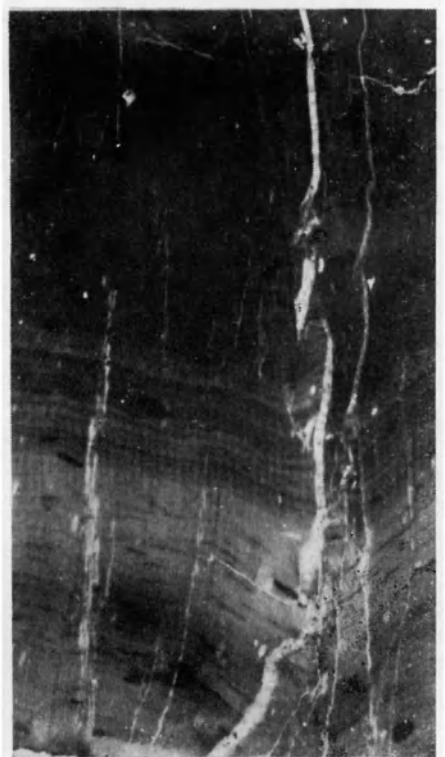
3



4



5



6

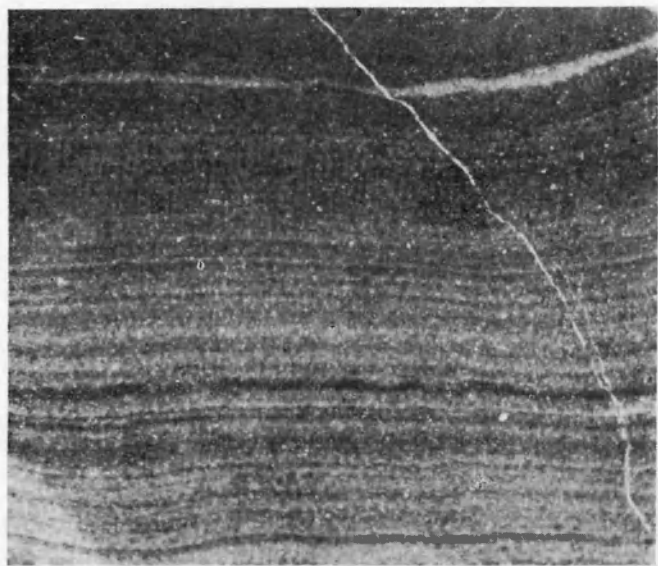
Zdzisław BARANOWSKI – Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)  
Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-Jakuszowa Unit)



PLANSZA IX  
PLATE IX

Zdjęcia zglądów przedstawiające rodzaje warstwowań  
Polished surfaces showing various types of stratification

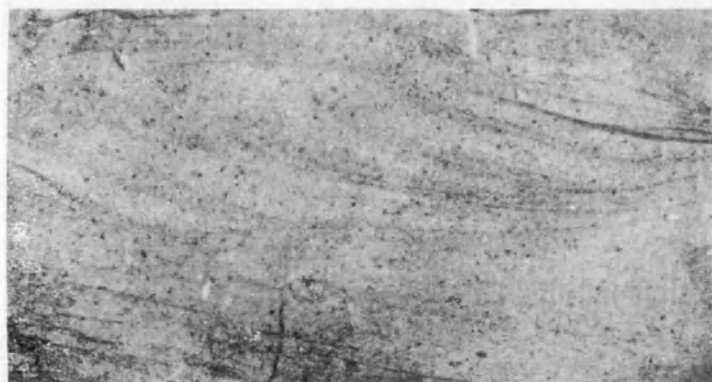
1. Frakcjonalne ułożenie lamin równoległych w warstwie. Flisz normalny, Rzeszówek.  
Pow. 2 ×  
Gradation in parallel-laminated layer. Normal flysch. Rzeszówek village. Magn. 2 ×
2. Warstwowanie frakcjonalne zaznaczające się zmniejszaniem lamin jasnych i zwiększaniem odstępów między laminami. Flisz łupkowy, Rzeszówek. Wielkość naturalna  
Graded bedding marked by thinning of light laminae and increasing spacing between them. Shaly flysch, Rzeszówek village. Natural size
3. Warstwowanie przekątne warstwy piaszczystej. Flisz łupkowy, obok punktu *C* fig. 2. Pow 2 ×  
Cross-stratification in layer of sandstone. Shaly flysch, situated near point *C* in fig. 2. Magn. 2 ×
4. Ostra granica spągowa i nieostra granica stropowa laminy drobnomułowcowej w łupku. Flisz łupkowy, Różana. Wielkość naturalna.  
Lamina of fine silt embedded in slate. Note sharp basal contact and gradational top boundary. Shaly flysch, Różana village. Natural size
5. Warstwowanie frakcjonalne piaskowca zaznaczonego przez redeponowane fragmenty łupków. Flisz normalny, Rzeszówek. Pow. 2 ×  
Graded bedding in metasandstone marked by fragments of redeposited shale. Normal flysch, Rzeszówek village. Magn. 2 ×
6. Warstwowanie frakcjonalne zaznaczające się zmianą barwy osadu. Flisz łupkowy, Różana. Wielkość naturalna  
Graded bedding marked by a change in rock colour. Shaly flisch, Różana. Natural size



1



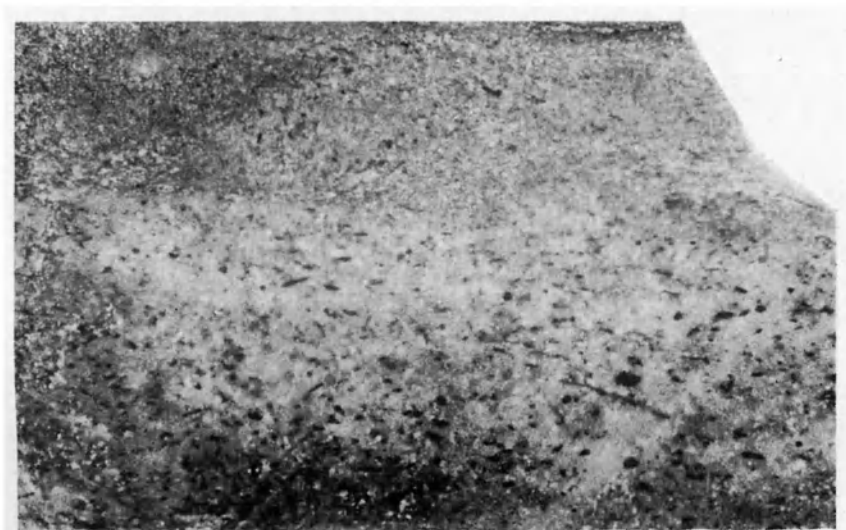
2



3



4



5



6

Zdzisław BARANOWSKI – Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich (jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)

Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszów:k-Jakuszowa Unit)

PLANSZA X  
PLATE X

Zdjęcia zglądów przedstawiające rodzaje warstwowań i mikrobrekeje osadowe.  
Fot. 1–4 pow. 2 ×, fot. 5 pow. 4 ×

Polished sections showing various types of stratification and sedimentary microbreccia. Photo 1–4 magn. 2 ×, photo 5 magn. 4 ×

1. Laminacja równoległa. Z prawej strony zdjęcia widoczne poziome przejście laminacji równoległej w laminację przekątną oraz zmiana grubości lamin. Flisz normalny, obok punktu *U* fig. 2  
Parallel lamination. In right side of photo, parallel lamination passes horizontally into cross-lamination. Note change in lamina thickness. Normal flysch, situated near point *U* in fig. 2
2. Laminacja przekątna. Flisz normalny, Rzeszówek  
Cross-lamination. Normal flysch, Rzeszówek village
3. Laminacja równoległa. Flisz normalny, Rzeszówek  
Parallel lamination. Normal flysch, Rzeszówek village
4. Mikrobrekeja osadowa. Ziarna kwarcu i fragmenty piaszczyste w serycytowo-grafitowym tle skalnym. Owalny, niezłupkowany fragment z osuwiska podmorskiego, Rzeszówek  
Sedimentary microbreccia. Grains of quartz and fragments of sandstone in sericite-graphite matrix. Oval massive fragment from submarine slump. Rzeszówek village
5. Mikrobrekeja złożona z fragmentów piaszczystych w serycytowo-grafitowym tle skalnym. Rzeszówek  
Microbreccia. Compound of fragments of sandstone in sericite-graphite matrix. Rzeszówek village



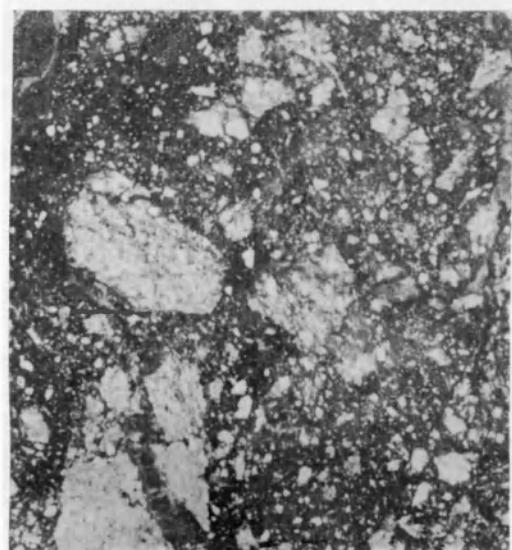
1



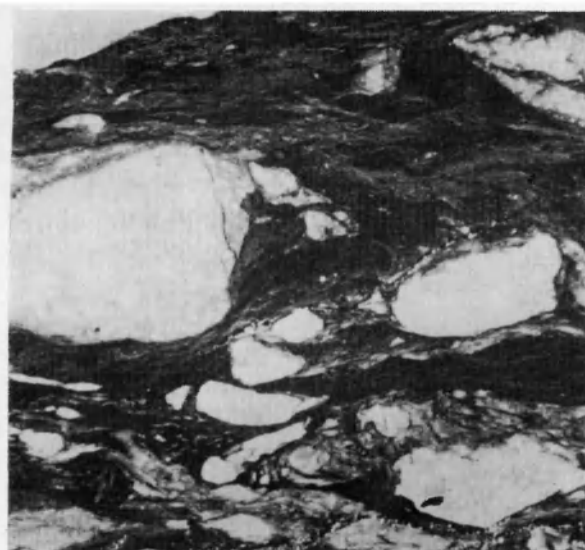
2



3



4



5

Zdzisław BARANOWSKI — Zmetamorfizowane osady fliszowe północnej części Gór Kaczawskich  
(jednostka Rzeszówek-Jakuszowa)

Metamorphosed flysch deposits in the northern Kaczawa Mts. (Rzeszówek-  
-Jakuszowa Unit)