

Juliusz H. TEISSEYRE

## SKAŁY METAMORFICZNE RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

## SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	8
Wstęp . . . . .	8
Ukształtowanie i budowa geologiczna regionu . . . . .	9
Historia badań . . . . .	13
Rozwój poglądów na podział i wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego . . . . .	14
Petrografia skał metamorficznych . . . . .	20
Rozwój poglądów na petrogenezę skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego . . . . .	20
Cel i metody badań petrograficznych . . . . .	21
Uwagi o nomenklaturze . . . . .	22
Grupa gnejsowa z Kowar . . . . .	22
Wkładki łupków łuszczkowych . . . . .	22
Skały formacji rudonośnej z Podgórze . . . . .	23
Gnejsy kowarskie . . . . .	25
Problem gnejsów z Małej Upy . . . . .	29
Charakter petrograficzny pierwotnego zespołu skalnego . . . . .	29
Grupa Rudaw Janowickich . . . . .	30
Formacja łupków z Czarnowa . . . . .	30
Formacja wulkanitów z Leszczyńca . . . . .	40
Tektonika . . . . .	57
Uwagi o nomenklaturze i symbolice . . . . .	57
Zarys problematyki tektonicznej skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego . . . . .	58
Następstwo ruchów fałdowych . . . . .	59
Etap fałdowań z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) . . . . .	59
Etap fałdowań z Miedzianki ( $F_2$ ) . . . . .	60
Etap fałdowań z Rędzin ( $F_3$ ) . . . . .	62
Etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ ) . . . . .	64
Analiza strukturalna . . . . .	64
Etap fałdowań z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) . . . . .	64
Etap fałdowań z Miedzianki ( $F_2$ ) . . . . .	64
Etap fałdowań z Rędzin ( $F_3$ ) . . . . .	68
Etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ ) . . . . .	68
Struktury makroskopowe . . . . .	68
Duże struktury fałdowe i ich stosunek do fałdów mezoskopowych . . . . .	68
Uskoki . . . . .	77
Zestawienie obserwacji i uwagi o rozwoju strukturalnym regionu . . . . .	78
Ościenne struktury geologiczne oraz ich stosunek do skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego . . . . .	79
Góry Kaczawskie . . . . .	79
Tektonika skał metamorficznych w Górach Kaczawskich . . . . .	81
Petrografia i tektonika skał jednostki Dobromierza w Górach Ołowianych . . . . .	81
Petrografia i tektonika elementu Przybkowic . . . . .	83
Główny uskoki śródsudecki . . . . .	85
Niecka śródsudecka . . . . .	86

Granit Karkonoszy	87
Charakterystyka petrograficzna i wiek granitoidów masywu Karkonoszy	87
Tektonika intruzji granitu Karkonoszy	88
Uwagi o petrogenезie skał metamorficznych	90
Metamorfizm skał grupy gnejsów z Kowar	91
Rozwój metamorficzny skał formacji rudonośnej z Podgórze oraz wkładek łupkowych w gnejsach	91
Rozwój metamorficzny gnejsów kowarskich (problem granityzacji)	92
Metamorfizm skał grupy Rudaw Janowickich	93
Zestawienie obserwacji i wnioski ogólne	96
Wnioski	100
Posłowie	104
Literatura	106
Summary	111

### Streszczenie

Rudawy Janowickie i Grzbiet Lasocki mają bardzo złożoną budowę geologiczną. Ich wschodnie stoki zbudowane są z gruboklastycznych osadów kulmu, natomiast zachodnie — ze skał granitoidowych należących do plutonu Karkonoszy. Między skałami plutonicznymi a osadami dolnego karbonu ciągnie się strefa, o szerokości kilku kilometrów, zbudowana ze skał metamorficznych.

Metamorficzny zespół skalny Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego można podzielić na dwie większe jednostki litostratygraficzne: grupę gnejsów z Kowar i grupę Rudaw Janowickich. Pierwsza wymieniona jednostka litostratygraficzna jest, według wszelkiego prawdopodobieństwa, ekwiwalentem gnejsów karkonoskich geologów czeskich, jej wiek jest nie określony. Są to skały proterozoiczne albo, co wydaje się być bardziej prawdopodobne, staropaleozoiczne zgranityzowane w okresie późnokaledońskich ruchów górotwórczych.

Grupa Rudaw Janowickich jest odpowiednikiem słabiej zmetamorfizowanych metasedymentów i meta-wulkanitów wieku ordowicko-sylurskiego. Szczegółowe umotywowanie tego poglądu podano w innej pracy (J. H. Teisseyre 1971). Grupę Rudaw Janowickich podzielono na dwie jednostki litostratygraficzne: niższą formację łupkową z Czarnowa i wyższą formację wulkanitów z Leszczyńca.

Metamorficzny zespół skalny Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego charakteryzuje się tektoniką typu wielofazowego. Wyróżniono trzy generacje struktur fałdowych nazwane odpowiednio: ( $F_1$ ), ( $F_2$ ), ( $F_3$ ) i ( $F_4$ ). Fałdowanie ( $F_1$ ) ma charakter reliktowy, nieliczne drobne struktury należące do tej generacji są fałdami izoklinalnymi. Są one zawsze silnie zdeformowane przez fałdy generacji młodszych. Fałdy należące do generacji ( $F_2$ ) wykazują kierunki osi E do ESE, a w części południowej obszaru badań skracające na SE-SSE. Struktury fałdowe tej generacji wykazują asymetrię południową.

Trzecia generacja struktur fałdowych ( $F_3$ ) rozwinięta jest najpełniej we wschodniej części Rudaw Janowickich oraz we wschodniej i południowej części Grzbietu Lasockiego. Fałdowanie ( $F_3$ ) ma charakter fałdowania krzyżowego, w czasie którego powstały dwa systemy fałdów o kierunkach osi N-S oraz

NE-SW. Powstawanie fałdów ( $F_3$ ) wiąże się prawdopodobnie z powstaniem fleksury Rudaw Janowickich. Jednocześnie z tymi fałdami rozwinął się prawdopodobnie system uskoków odwróconych NNE-SSW do NE-SW oraz listwowych NW-SE. Czwarta generacja fałdów ma znaczenie zupełnie podrzędne.

Struktury generacji ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ) powstały zapewne w czasie orogenezy kaledońskiej, podczas gdy młodszy etap fałdowy ( $F_3$ ) odpowiada prawdopodobnie najstarszym fazom orogenezy hercyńskiej.

Studium petrograficzne w połączeniu z obserwacjami wyodrębnionych epizodów tektonicznych pozwoliło na wydzielenie wielu faz rozwojowych skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Fałdowanie ( $F_1$ ) spowodowało metamorfozę zaznaczającą się w rozwoju foliacji oraz struktur segregacyjnych. Fazie statycznej między fałdowaniem ( $F_1$ ) a ( $F_2$ ) towarzyszyła blasteza minerałów wskazujących na progresję metamorfizmu, podczas której prawdopodobnie osiągnięte zostały warunki facji amfibolowo-almandynowej. Ta faza rozwojowa metamorfizmu, której towarzyszyły procesy granityzacji, trwała do wczesnego etapu ruchów ( $F_2$ ). Jako rezultat procesów granityzacyjnych powstały trzy główne typy gnejsów wyróżnione w grupie z Kowar, odpowiadające kolejnym stadiom granityzacji: gnejsy cienkolaminowane, gnejsy grubolaminowane i oczkowe oraz gnejsy homofaniczne. Procesy granityzacji okazały się nieodwracalnym etapem ewolucyjnym gnejsów kowarskich. Późniejsze fazy diaforyczne w małym stopniu dotknęły tę grupę skalną. Późnym etapom fałdowania ( $F_2$ ) towarzyszyła diaforeza; z nią związana jest blasteza minerałów stressowych (stilpnomelan, niebiesko zabarwiona hornblenda, glaukofan). Fałdowanie ( $F_3$ ) spowodowało dalszą diaforezę, szczególnie dobrze widoczną w strefach uskoków odwróconych. W Grzbiecie Lasockim z tą fazą ruchów wydaje się być związane występowanie paragenез mineralnych charakterystycznych dla najniższejtemperaturowej sub-facji facji zielenicowej.

Intruzji granitu Karkonoszy towarzyszy metamorfizm termiczny (facja hornfelsów amfibolowych). Z młodszymi ruchami uskokowymi wiąże się diaforeza, podobnie jak ze strefą hydrotermalnego oddziaływania granitu Karkonoszy.

### WSTĘP

Praca niniejsza stanowi próbę odtworzenia historii skał metamorficznych występujących w Grzbiecie Lasockim i we wschodnich stokach

Rudaw Janowickich. Jest to rezultat badań prowadzonych w latach 1957—1970.

Badania metamorficznych skał Rudaw Jano-

wickich i Grzbietu Lasockiego były wykonywane w ramach programu badawczego Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Inicjatorem prac badawczych był prof. dr Kazimierz Smulikowski. Część zebranych w latach 1957—1962 materiałów była opracowana dawniej i przedstawiona jako rozprawa na stopień doktora nauk przyrodniczych w 1964 r. Praca ta, nosząca tytuł „Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki” zawierała materiały odnoszące się do Gór Ołowianych i północnej części Rudaw Janowickich.

W sezonach letnich 1959, 1963—1966, 1968 oraz 1970 zebrano materiały i obserwacje dotyczące środkowej i południowej części Rudaw Janowickich oraz Grzbietu Lasockiego. W tym czasie autor szczególnie blisko współpracował z doc. dr Wojciechem Narębskim (Muzeum Ziemi PAN), któremu niniejszym składa gorące podziękowanie za pomoc w pracy i wartościowe dyskusje.

Prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu wdzięczny jestem za przejrzenie rękopisu, wnikliwą ocenę niedociągnięć i wyrażenie uwag krytycznych, które pomogły w dużym stopniu przy ostatecznej redakcji tekstu. Ojcu memu prof. dr Henrykowi Teisseyre'owi dziękuję za interesującą dyskusję dotyczącą rozdziału o tektonice oraz za uwagi redakcyjne.

Dr hab. Witoldowi Smulikowskiemu pragnę podziękować za udostępnienie mi nie opubliko-

wanych materiałów dotyczących południowej części Rudaw Janowickich oraz Grzbietu Lasockiego. Dr Antoniemu Nowakowskiemu dziękuję za interesującą dyskusję na temat petrogenety metawulkanitów oraz za pomoc w oznaczeniach optycznych. Różne partie niniejszej pracy zostały poprawione dzięki uwagom krytycznym wyrażonym przez pracowników naukowych Zakładu Nauk Geologicznych PAN, Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego i Instytutu Geologii Uniwersytetu Wrocławskiego, za co składam im serdeczne podziękowania.

W latach 1965—1970 zgromadzono dużą ilość materiałów z obszaru wielokrotnie większego od objętego pierwszą fazą badań w okresie 1957—1964. Badania te pozwalają na bardziej precyzyjne określenie procesów petrogenetycznych oraz na dokładniejsze odtworzenie historii strukturalnej regionu. Studia porównawcze prowadzone w okolicach Żelaznego Brodu, południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich w czasie kilku wycieczek odbytych wspólnie z geologami czeskimi, pozwoliły na dokonanie nowych korelacji litostratygraficznych. Badania prowadzone po 1964 r., głównie w środkowej i południowej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, uzupełniono w rejonie Miedzianki, Ciechanowic, a także Gór Ołowianych pewnymi nowymi obserwacjami, co pozwoliło na skorygowanie niektórych wcześniej wyciągniętych wniosków.

## UKSZTAŁTOWANIE I BUDOWA GEOLOGICZNA REGIONU

W górnym dorzeczu Bobru przebiega w kierunku północ-południe grzbiet górski o długości około 34 km. Jego część północna nosi nazwę Rudaw Janowickich, część środkowa Grzbietu Lasockiego, a najbardziej południowa — leżąca na terytorium Czechosłowacji — Gór Rychorskich (fig. 1). Wszystkie te pasma wchodzi w skład Sudetów Zachodnich.

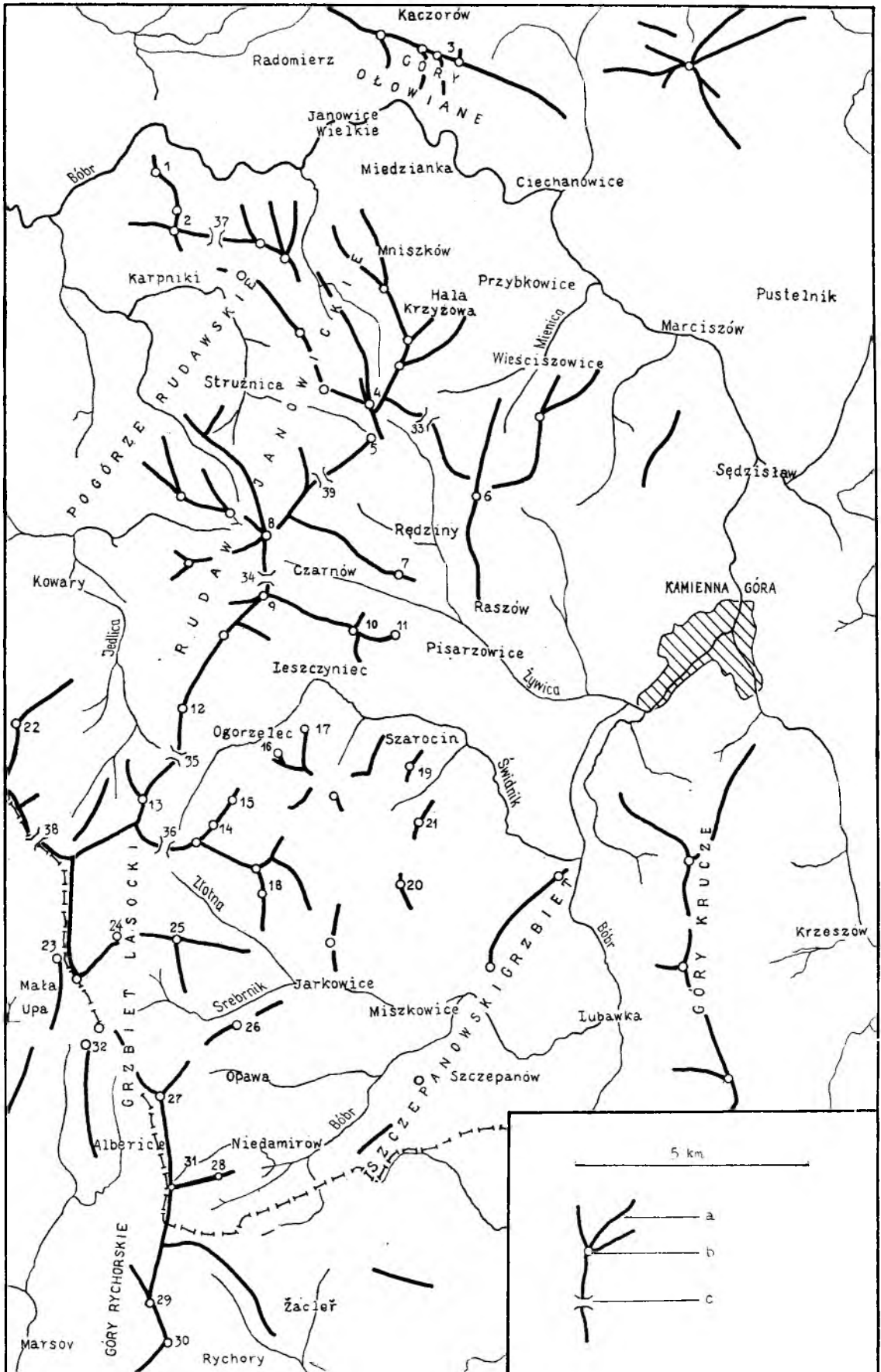
Grzbiet główny Rudaw Janowickich ma około 18 km długości, przebiega on między przełomowym odcinkiem doliny Bobru na północy a przełęczą Kowarską na południu. Najwyższym szczytem tego pasma jest Skalnik (945 m), inne słabo zaznaczone kulminacje mają wysokości rzędu 800—900 m. Równoległe do pasma głównego Rudaw Janowickich przebiega grzbiet o długości około 9 km, nazwany od najwyższej swojej kulminacji pasmem Wielkiej Kopy. Od najwyższych kulminacji Rudaw Janowickich — Skalnika na południu, a Wielkiego Wołka i Dziejowej Góry na północy — odchodzą kilka grzbietów poprzecznych. Na północ od Wielkiego Wołka grzbiet główny Rudaw Janowickich dzieli się na kilka pasm w przybliże-

niu równoległych. Pasma Rudaw Janowickich zajmuje obszar około 90 km<sup>2</sup>.

Grzbiet Lasocki stanowi orograficzną kontynuację Rudaw Janowickich, od których odgraniczają go: Przełęcz Kowarska oraz doliny potoku Kuźniczego i Świdnika. Granica między Karkonoszami a Grzbietem Lasockim przebiega wzdłuż Upicy, Przełęczy Okraj i doliny rzeki Jedlicy. Oprócz oficjalnej używana bywa w odniesieniu do Grzbietu Lasockiego nazwa Łysociny (od najwyższej kulminacji tego pasma Łysocina 1150 m). Natomiast czeską nazwą tego pasma jest Pomežni Hřebeň.

Góry Rychorskie, sąsiadujące od południa z Grzbietem Lasockim, stanowią przedłużenie tego przebiegającego południkowo pasma (znajdują się one całkowicie na terytorium Czechosłowacji).

Rudawy Janowickie, Grzbiet Lasocki, a także Góry Rychorskie stanowią jednostkę wyższego rzędu wyróżnianą w literaturze geologicznej pod wspólną nazwą — wschodnich Karkonoszy (Berg 1912; Oberc 1960, H. Teisseyre 1968).



Oprócz Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w skład Sudetów Zachodnich wchodzi Karkonosze, Góry Izerskie i Kaczawskie. Te trzy ostatnio wymienione grzbiety górskie mają przebieg w przybliżeniu równoleżnikowy. Natomiast linia grzbietowa Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego rozciąga się w kierunku północ-południe, będąc jednocześnie łagodnie łukowato wygięte w kierunku wschodnim. Grzbiet Lasocki, a w większym jeszcze stopniu Rudawy Janowickie, charakteryzuje różnorodność form ukształtowania terenu, o wiele większa od tej, którą spotyka się w pozostałych regionach Sudetów Zachodnich. Wszystkie te charakterystyczne cechy morfologii tych dwu pasm górskich mają związek z budową geologiczną wyjątkowo urozmaiconą i odbiegającą nieco od ogólnego planu struktur geologicznych w Sudetach Zachodnich.

Obszar Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jest pod względem budowy geologicznej szczególnie skomplikowanym rejonem Sudetów, położonym w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Środkowych w geologicznym tego słowa znaczeniu<sup>1</sup>. Na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego występują trzy duże zespoły skalne różniące się wiekiem i genezą.

1. Zachodnie stoki i pogórze Rudaw Janowickich, a także częściowo partie szczytowe grzbietu głównego w okolicach Skalnika (945 m) zbudowane są z granitoidów należących do dużego ciała plutonicznego — zwanego granitem Karkonoszy. Skały granitoidowe graniczą od wschodu ze skałami metamorficznymi. Ich wschodnia ma szerokość od 1,5 do 5 km. Przebiega łukiem o kierunku północ-południe z łagodnym wygięciem ku wschodowi. Skały metamorficzne w Rudawach Janowickich występują na wschodnich stokach oraz na grzbiecie głównym od Wielkiego Wołka aż po Rudawską Przełęcz, natomiast w Grzbiecie Lasockim tworzą całe to pasmo z wyjątkiem jego południowo-wschodniego pogórza (fig. 2).

<sup>1</sup> Wszelkie terminy odnoszące się do geologicznego podziału regionalnego Sudetów będą podawane w brzmieniu i znaczeniu przyjętym w Regionalnej Geologii Polski, t. III, z. 1, Kraków 1957.

2. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego znane są też w literaturze pod nazwą „wschodnia okrywa granitu Karkonoszy”<sup>2</sup>. Jest to fragment dużego zespołu skał zmetamorfizowanych otaczających centralnie położony granit Karkonoszy od wschodu, południa, zachodu i północnego zachodu. Zespół ten został nazwany „kompleksem metamorficznym karkonosko-izerskim” (J. H. Teisseyre 1971) w podobnym sensie, w jakim M. Maška (1954) używał terminu „metamorficzna seria karkonoska”. Kompleks ten jest bardzo niejednolity zarówno strukturalnie, jak i wiekowo. Obok gnejsów (karkonoskich, kowarskich i izerskich), których wiek jest nie określony, występują zmetamorfizowane skały ordowickie i sylurskie, a także słabo metamorficzny najwyższy dewon i najniższy karbon Gór Jesztedzkich. Skały metamorficznego kompleksu karkonosko-izerskiego graniczą od północnego wschodu z eokambrem i starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich, wykazującym cechy epimetamorfozy. W części wschodniej, na odcinku między Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi, granica między kompleksem kaczawskim a skałami metamorficznymi Rudaw Janowickich, należącymi do kompleksu karkonosko-izerskiego, ma charakter dużej, skomplikowanej dyslokacji zwanej uskokiem śródsudeckim. Skały kompleksu kaczawskiego zostały przeze mnie zbadane w celach porównawczych na niewielkim obszarze obejmującym Góry Ołowiane — niewielki grzbiet górski sąsiadujący od północy z Rudawami Janowickimi.

3. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego graniczą od wschodu z zespołem skał osadowych wypełniających nieckę śródsudecką. W strefie granicznej obu zespołów występują osady karbońskie z dużym udziałem skał gruboklastycznych. Granica skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, dawniej uważana za sedymentacyjną, jest, jak wykazały ostatnie badania, silnie zaburzona przez uskoki (A. K. Teisseyre i J. H. Teisseyre 1969; A. K. Teisseyre 1971).

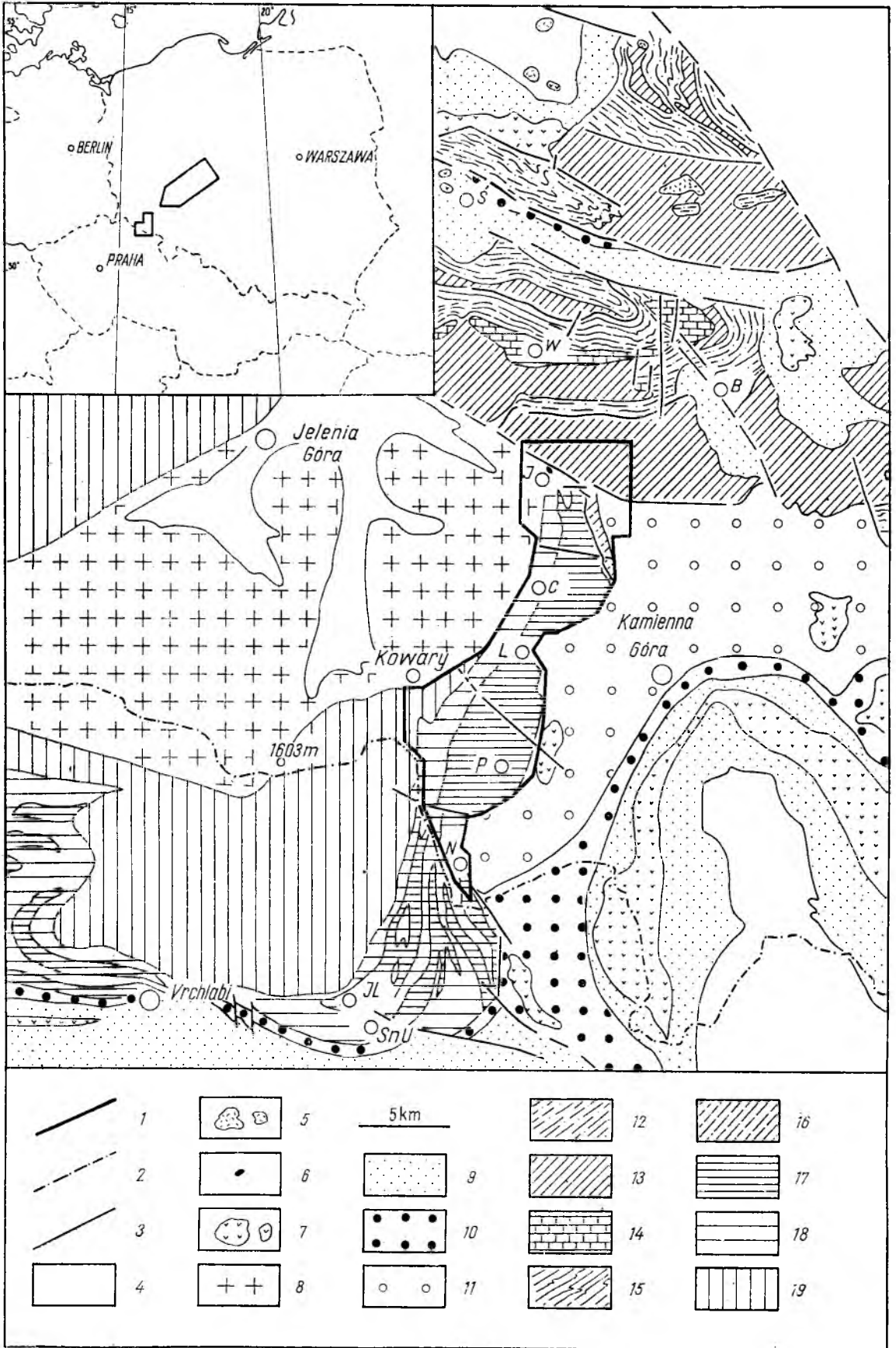
<sup>2</sup> Oba te terminy będą używane niżej jako synonimy.

Fig. 1

Szkic morfologiczny Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego, Gór Ołowianych i Rychorskich  
 a — grzbiety górskie, b — szczyty, c — przełęcze; nazwy szczytów i przełęczy oznaczono cyframi: 1 — Sokolik (642 m), 2 — Krzyżna Góra (645 m), 3 — Turzec, 4 — Mały Wołek (765 m), 5 — Wielki Wołek (877 m), 6 — Wielka Kopa (871 m), 7 — Jagoda (741 m), 8 — Skalnik (945 m), 9 — Bobrzak (839 m), 10 — Wilkowyja (774 m), 11 — Jaworowa (760 m), 12 — Rudnik (853 m), 13 — Sulica (942 m), 14 — Koszuta (827 m), 15 — Płiszka (786 m), 16 — Zielona Skała (675 m), 17 — Suszyna (960 m), 18 — Stankowa (826 m), 19 — Łysunia (679 m), 20 — Chelmczyk (766 m), 21 — Świerczyna (720 m), 22 — Wołowa Góra (1033 m), 23 — Łysocina (1188 m), 24 — Borowa (1055 m), 25 — Białe Skały (919 m), 26 — Pańska Góra (756 m), 27 — Kopina (910 m), 28 — Kalwaria (713 m), 29 — Suchy Vroh (1005 m), 30 — Dvorský Les (1033 m), 31 — Czepiel (910 m), 32 — Aiberický Vrch (932 m), 33 — Rędzińska Przełęcz (727 m), 34 — Czarnowska Przełęcz (800 m), 35 — Kowarska Przełęcz (727 m), 36 — Rozdroże Kowarskie (791 m), 37 — Rozdroże pod Jańską Górą, 38 — Przełęcz Okraj (1050 m), 39 — Rudawska Przełęcz (740 m)

Morphological sketch map of the Rudawy Janowickie, Grzbiet Lasocki, Góry Ołowiane and Rychorskie Hory mountain ranges

a — ridges, b — summits, c — passes; names and altitudes of summits are indicated by numbers 1—32



Z obszarem niecki śródsudeckiej związane są również największe wystąpienia skał wulkanicznych i żyłowych wieku permskiego, a częściowo też karbońskiego. Jednak wiele wystąpień młodopaleozoicznych lub popaleozoicznych skał żyłowych i wulkanicznych jest znanych z obszaru granitu Karkonoszy i jego metamorficznej okrywy. Skały metamorficzne Rudaw

Janowickich i Grzbietu Lasockiego przecięte są wieloma dajkami skał kwaśnych o charakterze ryolitów jak i też skał bardziej zasadowych zbliżonych do lamprofirów czy diabazów (Berg 1938, 1941; J. H. Teisseyre 1968a).

Zarys budowy geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego oraz obszarów sąsiednich podaje figura 2.

## HISTORIA BADAŃ

Najdawniejsze wzmianki o geologii Rudaw Janowickich są związane z poszukiwaniami górniczymi oraz eksploatacją rud metali w okolicach Kowar, Miedzianki i Ciechanowic. Należy tu wymienić łacińską monografię Kaspra Schveckfelta (1600) oraz późniejszą pracę G. A. Volkmana (1720). Krótkie charakterystyki skał zaliczanych dziś do wschodniej okrywy granitu Karkonoszy podają: S. Staszic (1815) i L. V. Buch (1812). Pierwsze bardziej szczegółowe opracowania geologiczne pojawiają się w drugiej połowie XIX w. Dotyczą one w większości rejonów eksploatacji górniczej (Websky 1853, 1870, Wedding 1859). Po raz pierwszy dość szczegółowe informacje o geologii Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jako całości podał J. Rothe (1867). Prace te przynoszą szereg informacji dotyczących dawnych robót górniczych, występowania minerałów itp., natomiast spostrzeżenia na temat budowy geologicznej i petrogenyzy skał metamorficznych mają w

chwili obecnej przeważnie wartość historyczną. Wszystkie te prace opublikowane przed rozpowszechnieniem się metody mikroskopowej w petrografii ujmowały problematykę skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w kategoriach pojęć tkwiących jeszcze w tradycjach szkoły neptunistów A. G. Wernera.

Współczesny okres badań dotyczących petrogenyzy, tektoniki i stratygrafii skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego rozpoczął G. Berg. Badacz ten ogłosił między 1902 a 1941 r. kilkadziesiąt publikacji dotyczących różnych aspektów budowy geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, w tym prace kartograficzne o problematyce złożowej i geomorfologicznej.

Jako szczególnie wartościową wymienić należy obszerną monografię petrograficzną dotyczącą skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (Berg 1912). Wszyst-

Fig. 2

Szkic geologiczny Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego i obszarów przyległych (większość uskokuw pominięto)

1 — granice obszaru objęte badaniami, 2 — granica państwowa, 3 — główne uskoki, 4 — osady popermskie, 5 — wulkanity trzeciorzędowe, 6 — skały ultrazasadowe (intruzja koło Janowice Wielkich), 7 — wulkanity młodopaleozoiczne, 8 — granit Karkonoszy. Osadowe skały młodopaleozoiczne: 9 — perm, 10 — górny karbon, 11 — dolny karbon. Komplex Kaczawski: 12 — sylur i ordowik? 13 — formacja zielenicowa (kambr górny, częściowo środkowy?), 14 — wapień wojcieszowski (kambr środkowy i dolny?), 15 — warstwy z Radzimowic (eokambr?), 16 — formacja z Przybkowic (kambr górny? lub ordowik?). Komplex karkonosko-izerski, grupa Rudaw Janowickich: 17 — formacja wulkanitów z Leszczyńca oraz „diabazowy kompleks“ południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich (środkowy i górny sylur?), 18 — formacja łupkowa z Czarnowa oraz fylity grafitowe z metalidytami i wapieniami krystalicznymi w Górach Rychorskich i południowych Karkonoszach (dolny i częściowo środkowy sylur?), 19 — grupa gnejsów z Kowar w Karkonoszach południowych, gnejsy karkonoskie (starszy paleozoik? albo prekambry?). Skróty: C — Czarnów, J — Janowice Wielkie, JL — Janské Lázně, L — Leszczyńiec, N — Niedamirów, P — Paczyn, SnU — Svoboda nad Upą. Autor zestawil na podstawie map: G. Berga (1940), G. Berga, E. Dathego (1940), Geologickej Mapy CSSR list: M-33-XVI, M-33-X. Geologickej Mapy Karkonoskeho Nar. P. (1968), Mapy geologicznej regionu dolnośląskiego (1968), M. Mierzejewskiego, S. Baranowskiego (1968) oraz materiałów autora

Generalized geological map of the Rudawy Janowickie, Lasocki Grzbiet and adjacent areas (most faults are not shown)

1 — boundary of the work area, 2 — state frontier, 3 — main faults, 4 — Post-Permian sedimentary rocks, 5 — Tertiary volcanites, 6 — Ultrabasic rocks (Intrusion near Janowice Wielkie), 7 — Young Paleozoic volcanites, 8 — Karkonosze granite. Young Paleozoic sedimentary rocks: 9 — Permian, 10 — Upper Carboniferous, 11 — Lower Carboniferous. Kaczawa Complex: 12 — Silurian and Ordovician?, 13 — Greenschist Formation (Upper partly Middle Cambrian?), 14 — Wojcieszów Limestones (Middle and Lower Cambrian?), 15 — Radzimowice Beds (Eocambrian?); 16 — Przybkowice Formation (Upper Cambrian? or Ordovician?). Karkonosze — Iżera Complex, Rudawy Janowickie Group: 17 — Leszczyńiec Volcanic Formation and „metadiabase complex“ in the Southern Karkonosze and Rychorské Hory (Upper and Middle Silurian?), 18 — Czarnów Schist Formation in the southern Karkonosze and in Rychorské Hory its equivalents: graphitic phyllites and quartzites with crystalline limestones at the top (Lower partly Middle Silurian?), 19 — Kowary Gneiss Group in the Southern Karkonosze Gneisses (Older Paleozoic? or Algonkian?). Abbreviations see Polish text above

kie te prace, a zwłaszcza ostatnia, mają ciągle duże znaczenie dla znajomości problematyki geologicznej badanego obszaru. Najważniejsze zawarte w nich poglądy G. Berga będą szczególnie omówione niżej.

Prace H. Cloosa (1922, 1925) i M. Schwarzbacha (1939, 1943) przynoszą natomiast niewiele nowych informacji o budowie geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Inny charakter miała praca G. Klemma (1930), w której obok nowych danych na temat geologii okolic Miedzianki zawarte były także interesujące uwagi dotyczące niektórych poglądów G. Berga.

Okres powojenny przyniósł znaczną ilość nowych opracowań budowy geologicznej zarówno Rudaw Janowickich, jak i regionów sąsiednich. Stosunkowo szybko rozwinęły się badania na terenie regionu Żelaznego Brodu, południowych Karkonoszy oraz Gór Rychorskich. W pierwszym rzędzie należy tu wymienić prace O. Kodyma i J. Svobody (1948a, b, 1949a, b, 1950), J. Chłupača (1953), M. Maški (1950, 1954), R. Taslera (1950), F. Fediuka (1953), V. Havlička i M. Šnajdra (1955). Badaniom tym, uzupełnionym ostatnio pracami J. Chalupsky'ego (1958, 1963, 1965), K. Domečki (1964, 1969, 1970), F. Fediuka (1958, 1962) i J. Svobody (1955, 1956, 1962), zawdzięczamy rozpoznanie stratygrafii południowej części okrywy granitu Karkonoszy, szczegółowe opracowanie petrografii, a także zarys ich tektoniki. Do pierwszych lat po drugiej wojnie światowej znajomość geologii tego regionu, a szczególnie jego najbardziej na zachód wysuniętej części będącej przedłużeniem Grzbietu Lasockiego, oparta była w dużej mierze na starych pracach i mapach J. Jockely'ego (*vide* Kodym i Svoboda 1948a, b).

W literaturze polskiej pierwszego okresu powojennego, skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego omawiane w pracach regionalnych o charakterze mniej lub więcej kompilacyjnym (K. Smulikowski 1952 oraz K. Smulikowski i H. Teisseyre — w Geologii regionalnej Polski, 1957). Podsumowano w nich

dotychczasowy stan wiedzy o budowie geologicznej Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wskazując jednocześnie kierunki dalszych badań.

W późniejszym okresie zostały ogłoszone nowe wyniki badań nad skałami metamorficznymi wschodniej okrywy granitu Karkonoszy. Jako pierwszy opublikował krótki komunikat o skałach facji glaukofanowej O. Juskowiak (1957).

W późniejszych latach krótka praca M. i J. Szałamachów (1958) została uzupełniona przez autorów wieloma artykułami (M. i J. Szałamacha 1960, 1967, 1968). Również J. Oberc (1960, 1961, 1968) opublikował wyniki swoich badań oraz poglądy dotyczące stratygrafii i tektoniki skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

Badania złożowe mające na terenie Rudaw Janowickich tak długie tradycje były kontynuowane przez wielu badaczy (Jaskólski 1961, 1964; Mochacka 1966, 1967; Nielubowicz 1958; Nielubowicz i Jaskólski 1957; Zimnoch 1958, 1967). Ponadto szereg interesujących obserwacji odnoszących się do skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przyniosły prace dotyczące regionów sąsiednich. Są one zawarte w opracowaniach geologicznych kulmu zachodniej części niecki śródsudeckiej (Radwański 1952a, b; A. K. Teisseyre 1968, 1971; Żak 1958), a także w nowo ogłoszonych wynikach badań nad granitem Karkonoszy (Borkowska 1963, 1966; Mierzejewski 1966, 1971).

W tym bardzo krótkim zarysie historii badań geologicznych w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim autor nie uwzględnił przebiegu własnych prac ujętych we wstępie niniejszej pracy. Nie omówiłem też poglądów reprezentowanych przez poszczególnych badaczy. Zostaną one przedstawione na początku poszczególnych rozdziałów części szczegółowej bądź też będą skonfrontowane z własnymi wnioskami autora w zakończeniu niniejszej pracy.

## ROZWÓJ POGLĄDÓW NA PODZIAŁ I WIEK SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

Opinie geologów na temat wieku skał metamorficznych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy są bardzo zróżnicowane. W zespole tym brak jakichkolwiek szczytków organicznych, które mogłyby się stać podstawą oznaczeń biostratygraficznych. O wieku skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego wnioskuje się zatem na podstawie innych przesłanek. Brak zgodności poglądów na

kryteria obowiązujące w korelacji litostratygraficznej prowadzi do wielu kontrowersji.

Próby litostratygraficznego podziału tego zespołu skalnego natrafiają również na poważne trudności ze względu na bardzo skomplikowaną budowę geologiczną regionu oraz brak dużych odsłonek mogących dostarczyć dłuższych profili. Prowadzi to do poważnych rozbieżności między stosowanymi przez różnych autorów



schematami litostratygraficznymi, z których każdy operuje odrębną terminologią. Z tych względów postanowiłem omówić obszerniej najczęściej spotykane w literaturze, szczególnie najnowszej, schematy podziału oraz poglądy na wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Literatura dotycząca regionów sąsiednich będzie wzmiankowana w przypadku, gdy wyrażone w niej poglądy miały wpływ na interpretację badań odnoszących się do Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

Według geologów prowadzących badania w XIX w. skały metamorficzne, występujące na obszarze Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego i na terenach przyległych, były niewątpliwie prekambryjskie; stopień zmetamorfizowania tych skał ujmowano jako funkcję ich wieku. Tym niemniej w pracach geologów pochodzących z ubiegłego stulecia można znaleźć wartościowe obserwacje dotyczące następstwa poszczególnych ogniw litologicznych w większych zespołach skał metamorficznych. Na wzmiankę zasługuje przede wszystkim litostratygraficzny schemat okolic Miedzianki przedstawiony przez M. Websky'ego (1853), zupełnie prawidłowy w swoim najbardziej ogólnym zarysie.

Pierwszym badaczem, który w sposób nowy próbował wyjaśnić wiek skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego był G. Berg (1912). Przyjmując za podstawę korelację litologiczną skał metamorficznych przypuszczał on, że „łupki krystaliczne wschodnich Karkonoszy” stanowią odpowiednik słabo zmetamorfizowanych zespołów skalnych Gór Kaczawskich. Dające się wykazać różnice między obydwoma kompleksami, są zdaniem G. Berga (*op. cit.*), spowodowane silniejszą metamorfozą łupków krystalicznych w głębszych strefach, zgodnie z ideami F. Beckiego i U. Grubenmana. Przyjmując dla metamorfiku kaczawskiego schemat stratygraficzny A. Güricha (1882), G. Berg (*op. cit.*) uważa wiek łupków krystalicznych Karkonoszy wschodnich za późnoarchaiczny<sup>3</sup> do staropaleozoicznego.

Inna duża jednostka litologiczna — formacja zieleńcowa, była już w dawniejszych pracach G. Berga (1912) uważana za ścisły odpowiednik starszego paleozoiku Gór Kaczawskich, co znalazło jeszcze pełniejszy wyraz w drugim wydaniu objaśnień do arkuszy Miedzianka oraz Kowary i Czepiel (Berg 1938, 1941), gdzie skały te wyróżnione są jako łupki staropaleozoiczne.

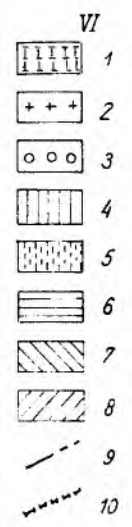
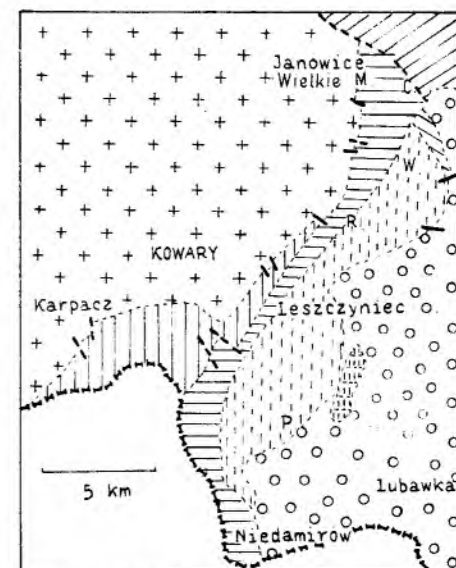
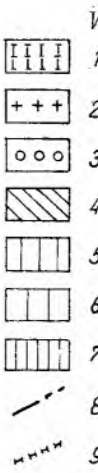
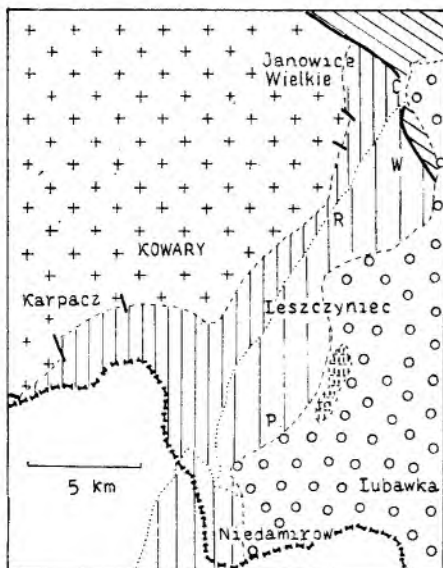
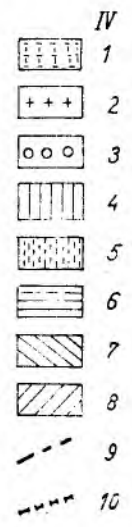
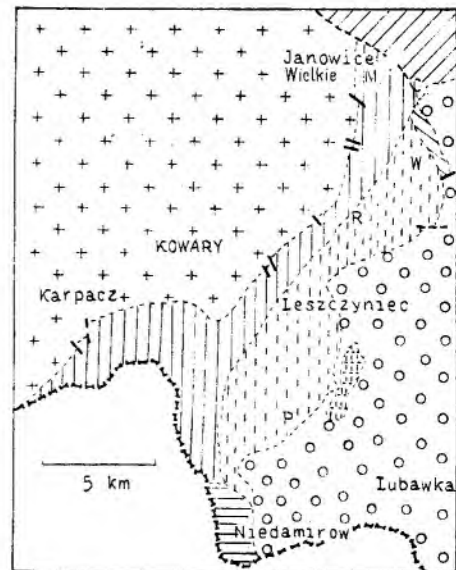
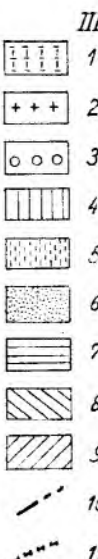
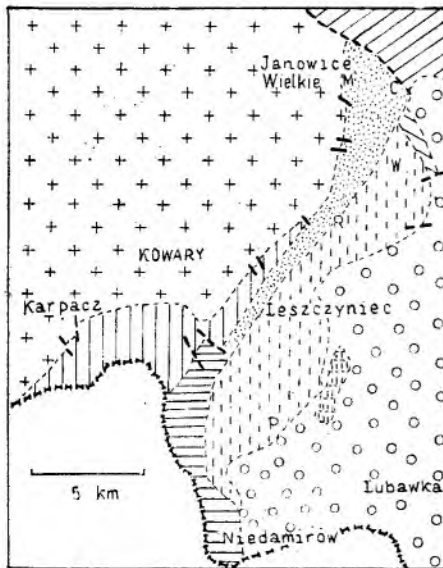
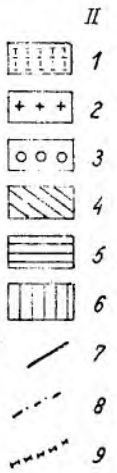
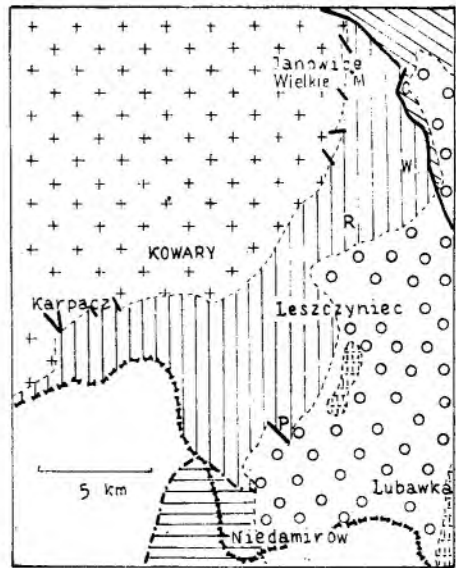
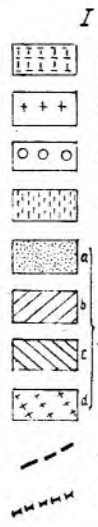
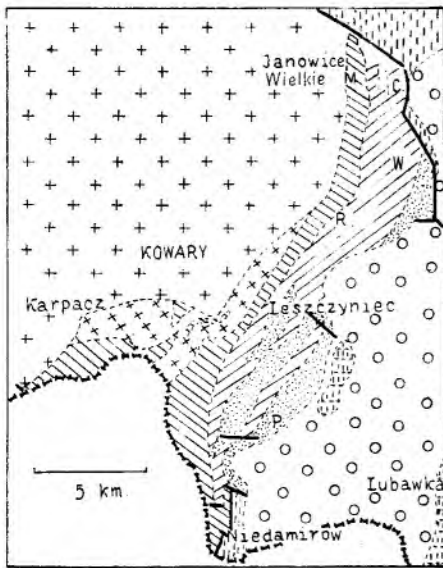
„Łupki krystaliczne wschodnich Karkonoszy”, do których G. Berg (1912) zaliczył znaczną większość skał metamorficznych występują-

cych w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim, zostały podzielone na cztery mniejsze jednostki zwane grupami. Zachowując kolejność, w jakiej są one opisane w monografii tego autora z 1912 r. (*op. cit.*), należy tu wymienić: grupę łupku łyszczkowego, grupę amfibolitu, grupę gnejsu kowarskiego i grupę gnejsu pacyńskiego. Podział ten miał dla prac późniejszych bardzo duże znaczenie. Wiele wprowadzonych przez G. Berga terminów używanych jest w pracach późniejszych, choć często w nieco zmienionym brzmieniu i ze zmienionym zakresem znaczeniowym. Zasięgi wyróżnionych przez G. Berga jednostek litologicznych podaje mapka (fig. 3, I).

Poglądy G. Berga były podstawą większości późniejszych opracowań geologów niemieckich. Ewolucja pojęć polegała głównie na zastąpieniu dawnego schematu stratygraficznego metamorfiku kaczawskiego A. Güricha (1882) przez nowsze poglądy F. Dahlgrüna (1934) i W. Bloczka (1938), przy nie zmienionym założeniu G. Berga (1912), że skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego stanowią nieco silniej zmetamorfizowany odpowiednik eokambru i starszego paleozoiku kaczawskiego. Koncepcję taką przedstawił M. Schwarzbach (1943), przyjmując dla łupków występujących w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim — wiek młodoproterozoiczny, podobnie jak F. Dahlgrün (1934) dla warstw radzimowickich, dla marmurów — wiek dolnokambryjski, podobnie jak dla wapieni wojcieszowskich, a dla amfibolitów — górnokambryjski, analogicznie jak dla zieleńców kaczawskich. Poglądy M. Schwarzbacha (1943) wykazują daleko idące analogie ze schematem stratygraficznym przyjętym przez A. Watznauera (1939) dla rejonu Gór Jestedzkich i Żelaznego Brodu, którego błędność wykazali po wojnie geolodzy czescy (Kodym i Svoboda 1948a, Chłupać 1953, Feđiuk 1962).

Odrębne stanowisko reprezentuje tylko E. Bederke (1939), który wyraził pogląd, że skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jak również inne zespoły skalne okrywy granitu Karkonoszy są przynajmniej częściowo prekambryjskie i nie wykazują wyraźnych związków z metamorfikiem kaczawskim. Słabą stroną opinii E. Bederkego (*op. cit.*) są argumenty stanowczo nie wystarczające do udokumentowania jego poglądów. Podkreślić jednak należy, że zapatrywania E. Bederkego wyraźnie antycypowały poglądy tych badaczy czeskich i polskich, którzy opowiadają się za prekambryjskim wiekiem większości skał występujących w okrywie granitu Karkonoszy. Poglądy badaczy polskich na wiek oraz stratygrafię skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego kształtowały się pod dużym wpływem schematu stratygraficznego przyjętego przez O. Kodyma i J. Svobodę

<sup>3</sup> W terminologii używanej przez część niemieckiej szkoły geologicznej na początku bieżącego stulecia odpowiednik najmłodszego proterozoiku.



(1948b) dla rejonu Żelaznego Brodu i południowych Karkonoszy. O. Kodym i J. Svoboda (1948b) wydzielili w obrębie występujących w tych regionach skał metamorficznych dwie serie: starszą, wieku algonkiego, serię paragnejsową (sudecką) oraz młodszą — ordowicko-sylurską serię fyllitową (subsudecką). Zasięg obu tych serii na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przedstawia mapka (fig. 3, II). Podobny podział podaje K. Smulikowski (1952) i H. Teisseyre (w Geologii regionalnej Polski, 1957).

Nową próbę podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich przyniósł artykuł M. i J. Szałamachów (1959), uzupełniony przez autorów w rok później (1960). Autorzy ci wydzielili w dyskutowanym regionie 4 duże jednostki litostratygraficzne: serię kowarską, serię leszczyńską, serię łupków krystalicznych i serię Niedamirowa (fig. 3, III). Występujące w okolicach Ciechanowic i Przybkowic fyllity i zieleńce zostały przez M. J. Szałamachów opisane jako fragment jednostki Cieszowa, zgodnie z dawniejszymi sugestiami H. Teisseyre'a (Geologia regionalna Polski, 1957). W swojej

najstarszej pracy M. i J. Szałamachowie nie wypowiadają się w sposób wiążący w sprawie wieku wydzielonych przez siebie jednostek, ograniczając się do zacytowania opinii dawniejszych badaczy (Berg 1912, Kodym i Svoboda 1948b). Poglądy M. i J. Szałamachów uległy w późniejszych pracach znacznym modyfikacjom (1967, 1968). W pracach tych zredukowali oni ilość wydzielanych serii do trzech — przez połączenie dawniej wyróżnionej serii łupków łyżczykowych z serią Niedamirowa, pod nazwą tej ostatniej. W nowym ujęciu M. i J. Szałamachowie (1966) wydzielają: serię kowarską (karkonoską?) wieku przedsylurskiego, serię Niedamirowa wieku kambro-sylurskiego, głównie najstarsze ogniwa tego zespołu, oraz serię leszczyńską, przypisując jej w najnowszej pracy (1968) wiek prekambryjski. Zasięgi tak zdefiniowanych jednostek podaje mapka (fig. 3, IV).

Inny schemat podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego podaje J. Oberca (1960). Autor ten wydziela na obszarze wschodniej okrywy granitu Karkonoszy trzy jednostki litostratygraficzne wyższego rzędu (fig. 3, V):

Fig. 3

Uproszczona interpretacja litostratygrafii skał metamorficznych Rudaw Janowickich, Grzbietu Lasockiego oraz Gór Rychorskich według różnych autorów

I — według G. Berga (1912): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — formacja zieleńcowa, 5 — łupki krystaliczne: a — grupa gnejsu pacyńskiego, b — grupa amfibolitu, c — grupa łupku łyżczykowego, d — grupa gnejsu kowarskiego, 6 — główne uskoki, 7 — granica państwa. II — według O. Kodyma i J. Svobody (1948) (znaczenie uproszczone): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — starszy paleozoik Gór Kaczawskich, 5 — seria fyllitowa (ordowik, sylur), 6 — seria paragnejsowa (algonk), 7 — uskoki, 8 — ślad nasunięcia płaszczowiny sudeckiej, 9 — granica państwa. III — według M. i J. Szałamachów (1958, 1960): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — seria kowarska, 5 — seria leszczyńska, 6 — seria łupków krystalicznych, 7 — seria Niedamirowa, 8 — zieleńce i fyllity jednostki Cieszowa, 9 — seria kaczawska, 10 — główne uskoki, 11 — granica państwa, IV — według J. Oberca (1960): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — strefa łupkowo-gnejsowa (prekamb), 5 — strefa amfibolito-gnejsowa (prekamb), 6 — kaledonidy południowych Karkonoszy, 7 — zieleńce masywne strefy Przybkowic, 8 — serie staropaleozoiczne Gór Kaczawskich, 9 — główne uskoki, 10 — granica państwa. V — według J. Chaloupsky'ego (Regionalni geologie ČSSR 1964): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — starszy paleozoik Gór Kaczawskich, 5 — krystalinik Gór Rychorskich (ordowik, sylur), 6 — jednostka Leszczyńca (algonk — kamb?), 7 — krystalinik Karkonoszy (algonk — kamb?), 8 — główne uskoki, 9 — granica państwa. VI — według M. i J. Szałamachów (1967, 1968): 1 — wulkanity młodopaleozoiczne, 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały osadowe karbonu, 4 — seria Kowar (prekamb?), 5 — seria Leszczyńca (przedordowicka), 6 — seria Niedamirowa (kamb — sylur), 7 — seria kaczawska w okolicach Przybkowic, 8 — seria kaczawska w Górach Ołowianych, 9 — główne uskoki, 10 — granica państwa. Skróty: C — Ciechanowice, M — Miedzianka, P — Paczyn, R — Rędziny, W — Wieściszowice

Simplified interpretation of lithostratigraphy of the Rudawy Janowickie, Grzbiet Lasocki and Rychorské Hory metamorphic rocks after different authors

I — G. Berg (1912): 1 — Young Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — Greenschist Formation, 5 — crystalline schists: a — Paczyn Gneiss Group, b — Amphibolite Group, c — Mica-Schist Group, d — Kowary Gneiss Group; 6 — main faults, 7 — state frontier. II — O. Kodym, J. Svoboda (1948) (considerably generalized): 1 — Young — Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — Older — Paleozoic of Kaczawskie Góry, 5 — Phyllitic Series (Silurian — Ordovician), 6 — Paragneissic Series (Algonkian), 7 — main faults, 8 — overthrust trace of Sudetic Nappe, 9 — state frontier. III — M. & J. Szałamach (1958, 1960): 1 — Young — Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — Kowary Series, 5 — Leszczyńiec Series, 6 — Crystalline Schists Series, 7 — Niedamirow Series, 8 — greenschists and phyllites of Cieszów Unit, 9 — Kaczawa Series, 10 — main faults, 11 — state frontier. IV — J. Oberca (1960): 1 — Young — Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — schists-gneisses zone (Precambrian), 5 — amphibolites-gneisses zone (Precambrian), 6 — southern Karkonosze Caledonides, 7 — massive greenstones of Przybkowice zone, 8 — Old — Paleozoic Series of Kaczawskie Góry, 9 — main faults, 10 — state frontier. V — J. Chaloupský (in Regionalni Geologie ČSSR 1964): 1 — Young — Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — Older — Paleozoic of Kaczawa Mts., 5 — Rychorskie Hory Crystalline Region (Silurian — Ordovician), 6 — Leszczyńiec Unit (Algonkian — Cambrian?), 7 — Karkonosze Crystalline Region (Algonkian — Cambrian?), 8 — main faults, 9 — state frontier. VI — M. & J. Szałamach (1967, 1968): 1 — Young Paleozoic volcanites, 2 — Karkonosze Granite, 3 — Carboniferous sedimentary rocks, 4 — Kowary Series (Precambrian), 5 — Leszczyńiec Series (Pre-Ordovician), 6 — Niedamirow Series (Cambrian — Silurian), 7 — Kaczawa Series in the vicinity of Przybkowice, 8 — Kaczawa Series in the Góry Ołowiane Mountains, 9 — main faults, 10 — state frontier. Abbreviations: C — Ciechanowice, M — Miedzianka, P — Paczyn, R — Rędziny, W — Wieściszowice

- 1) serie staropaleozoiczne wschodnich Karkonoszy,
  - 2) strefę amfibolitowo-gnejsową<sup>4</sup>
  - 3) strefę łupkowo-gnejsową<sup>5</sup>
- } prekambr.

Punkt widzenia geologów czeskich na podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego reprezentuje J. Chaloupský (Regionalni geologie CSRS 1964), który wydziela serię algoncko-kambryjską (krystalinik karkonoski), jednostkę Leszczyńca (wiek

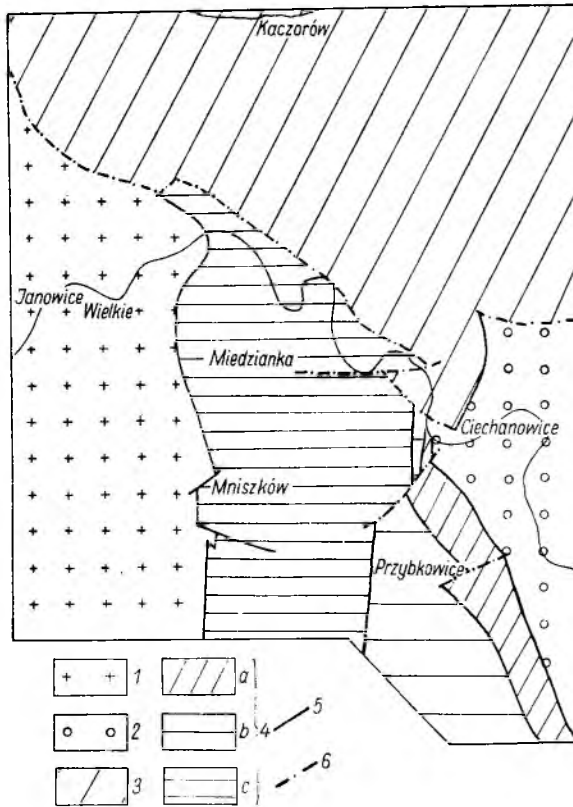


Fig. 4

Podział litostratigraficzny skał metamorficznych w północnej części Rudaw Janowickich według J. H. Teisseyre'a (1968a)

1 — granit Karkonoszy, 2 — serie osadowe i wulkaniczne niecki śródsudeckiej, 3 — serie metamorficzne kaledonidów kaczawskich, 4 — wschodnia okrywa granitu Karkonoszy: a — seria Przybkwice, b — seria Leszczyńca, c — seria Rudaw Janowickich — Snieżki, 5 — granice jednostek litoologicznych, 6 — główne uskoki

Lithological subdivision of the metamorphic rocks of the northern part of Rudawy Janowickie, according to J. H. Teisseyre (1968a)

1 — Karkonosze Granite, 2 — sedimentary and volcanic rock series of the Intrasudetic Basin, 3 — metamorphic series of the Kaczawa Caledonides, 4 — eastern part of the Karkonosze Granite country rocks: a — Przybkwice Series, b — Leszczyńca Series, c — Rudawy Janowickie — Snieżka Series, 5 — boundaries of rock units, 6 — main faults

<sup>4</sup> J. Oberc, Budowa geologiczna Polski, „Seria amfibolitowo-gnejsowa”, proterozoik I.

<sup>5</sup> Op. cit., „Seria łupkowo-gnejsowa”, proterozoik I.

przedordowicki) oraz serię ordowicko-sylurską (fyllity i zieleńce okolic Niedamirowa (fig. 3, VI).

W pracy napisanej w 1964, ale wydrukowanej w cztery lata później (J. H. Teisseyre 1968a), wydzieliłem, wzorując się częściowo na podziałach litostratigraficznych i tektonicznych M. i J. Szałamachów (1958, 1960) oraz J. Oberca (1960b), cztery „serie” skał metamorficznych, z czego trzy pierwsze wchodziły w skład wschodniej okrywy granitu Karkonoszy. Są to serie: Przybkwice, Leszczyńca, Rudaw Janowickich — Snieżki oraz zieleńce Gór Ołowianych. Podział ten obrazuje mapka (fig. 4), obejmująca w odróżnieniu od poprzednich tylko okolice Miedzianki. Podział ten jednak wykazywał sporo niekonsekwencji i został zastąpiony (J. H. Teisseyre 1971) nowym schematem litostratigraficznym, który ponadto uwzględnił zalecenia kopenhaskiej sesji Kongresu Geologicznego w sprawie ujednoczenia nomenklatury stratygraficznej (International Subcommission on stratigraphic terminology 1961). Nazwy wydzielen litostratigraficznych w nowym schemacie uwzględniają w możliwie największym stopniu dawniej wprowadzone terminy.

Wszystkie skały metamorficzne należące do wschodniej okrywy granitu Karkonoszy zostały zaliczone do metamorficznego kompleksu karkonosko-izerskiego (Maška 1954). Podział tego kompleksu na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Kompleks metamorficzny karkonosko-izerski	Grupa Rudaw Janowickich	Formacja wulkaniczna z Leszczyńca
	Grupa gnejsowa z Kowar	Formacja łupkowa z Czarnowa

Schemat ten został przyjęty w niniejszej pracy bez istotnych zmian.

Potraktowane marginesowo skały metamorficzne występujące w Górach Ołowianych są w niniejszej pracy opisane jako formacja zieleńcowa. Natomiast fyllity i zieleńce z okolic Przybkwic — Ciechanowic, nazwane w dawniejszej pracy „serią z Przybkwic” (J. H. Teisseyre 1968a), będą w niniejszej pracy ujmowane jako formacja z Przybkwic (fig. 5).

Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego nie zawierają żadnych oznaczalnych szczątków organicznych, wobec czego wszelkie wnioski na temat wieku tych skał oparte są jedynie na korelacji litostratigraficznej. Metoda ta jest dość niepewna — szczególnie w odniesieniu do terenu badań — ze względu na bardzo wysoki jego stopień kom-

plikacji strukturalnej. Obszar Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego odgródzony jest od Gór Kaczawskich dużą i skomplikowaną strefą uskokuwą, zwaną uskokiem śródsudeckim. Stopień metamorfizmu skał wschodniej okrywy granitu Karkonoszy jest wyraźnie wyższy niż w przyległym kompleksie kaczawskim. Te dwa czynniki skłoniły autora do próby korelowania skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego z analogicznymi zespołami skalnymi południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich. Podobne tendencje zaznaczają się w całej współczesnej literaturze dotyczącej tych terenów. Porównując oba zespoły skalne należy przede wszystkim podkreślić daleko idące analogie między grupą gnejsów z Kowar a kompleksem algonckim (Chaloupský 1965), składającym się — według tego autora — z różnych odmian łupków łyszczykowych i chlorytowych z wkładkami kwarcytów, marmurów, erlanów zawierających duże masy ortognejsowe (gnejsy karkonoskie). Należy stwierdzić, że poza uderzającymi analogiami w litologii i pozycji geologicznej nie można w sposób wyraźny stwierdzić przynależności wiekowej obu tych zespołów gnejsowych oraz skał im towarzyszących. Zarówno pogląd o proterozoicznym wieku tych skał ma swoich zwolenników, jak i też opinia, że jest to fragment kompleksu staropaleozoicznego, który w czasie ruchów młodokaledońskich uległ głębszemu metamorfizmowi stowarzyszonemu z granityzacją czy też synorogenicznymi intruzjami granitowymi.

Wiek skał grupy Rudaw Janowickich, jakkolwiek również faunistycznie niemej, daje się lepiej sprecyzować. Już w pracy napisanej w 1964 r., a wydrukowanej znacznie później (J. H. Teisseyre 1968a), autor był skłonny zaliczyć skały metamorficzne wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w rejonie Miedzianki raczej do starszego paleozoiku niż do prekambriu. Au-

tor w pełni zgadza się z wnioskami M. i J. Szalamachów, przyjmując dla serii Niedamirowa (w przybliżeniu odpowiednik formacji łupkowej z Czarnowa według przyjętej w niniejszej pracy nomenklatury) wiek staropaleozoiczny. Częściowo publikowane materiały z ostatnich moich badań (J. H. Teisseyre 1968b, c, 1971) wskazują, że również wyższe ogniwo grupy Rudaw Janowickich, którym jest formacja wulkaniczna z Leszczyńca, wykazuje znaczne analogie litologiczne do skał staropaleozoicznych południowej części okrywy granitu Karkonoszy. Odpowiednikiem tej formacji zdaje się być „wulkaniczny kompleks”, którego skały wyka-

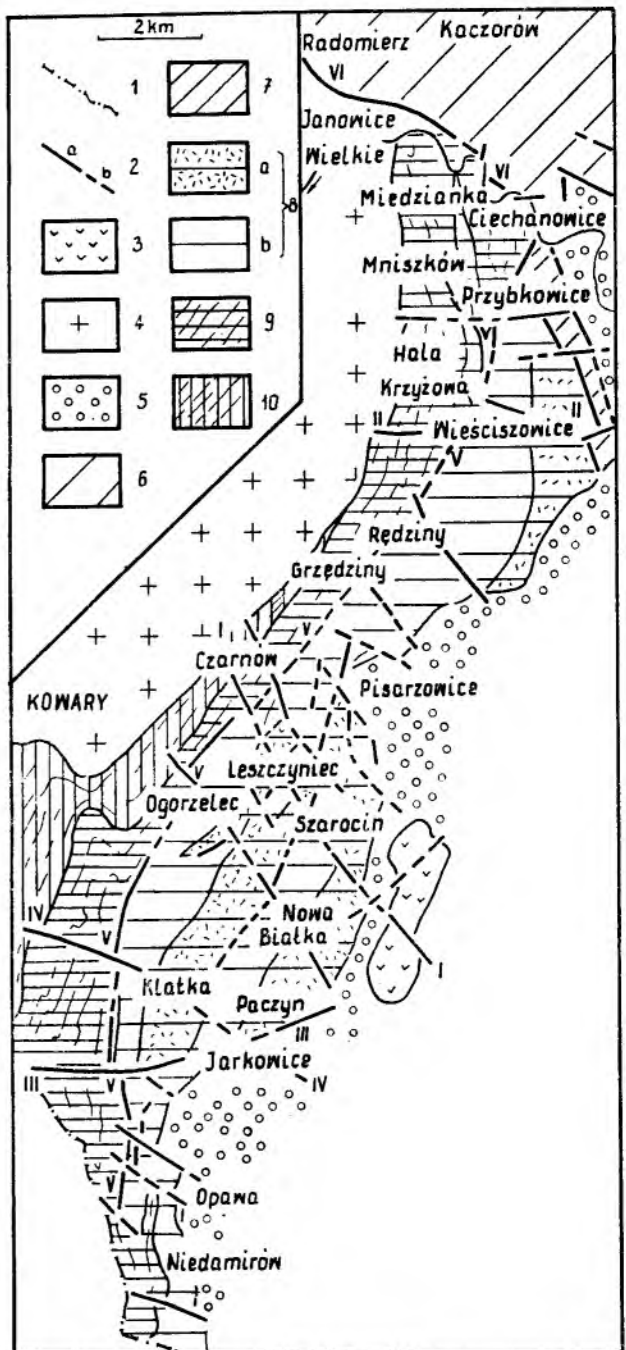


Fig. 5

#### Szkic geologiczny obszaru Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego

- 1 — granica państwa, 2 — uskoki: a — obserwowane, b — przypuszczalne; 3 — młodopaleozoiczne wulkanity, 4 — granit Karkonoszy, 5 — osady karbonu, 6 — zieleńce Gór Ołowianych, 7 — formacja z Przybkowic (kambr — ordowik?), 8 — formacja wulkanitów z Leszczyńca: a — gnejsy paczyńskie (górnny, częściowo środkowy sylur), b — metawulkanity, 9 — formacja łupków z Czarnowa (dolny i środkowy sylur), 10 — grupa gnejsów z Kowar (proterozoik? lub zgranityzowane skały starszego paleozoiku)

#### Geological sketch-map of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet Region

- 1 — state frontier, 2 — faults: a — observed, b — assumed; 3 — Young Paleozoic volcanites, 4 — Karkonosze Granite, 5 — Carboniferous sedimentary rocks, 6 — greenschists of the Góry Ołowiane Mountains, 7 — Przybkowice Formation (Cambrian? Ordovician?), 8 — Leszczyniec Volcanite Formation (Upper partly Middle Silurian): a — Paczyn Gneisses, b — metavolcanites, 9 — Czarnów Schist Formation (Lower and Middle Silurian), 10 — Kowary Gneiss Group (Proterozoic or granitised Older Paleozoic rocks)

zużą co prawda niewielkie rozprzestrzenienie w południowej części Karkonoszy czeskich, lecz panują za to na obszarze Gór Rychorskich. Skąły kompleksu wulkanicznego występujące w Górach Rychorskich są powszechnie uważane za górny sylur (Kodym i Svoboda 1948b; Tassler 1950; Dudek i Fediuk 1955), zgodnie z uderzającymi analogiami podobnego zespołu (Fediuk 1962) w rejonie Żelaznego Brodu (Kodym i Svoboda 1948b; Chlupač 1953).

Uważa się, że cała grupa Rudaw Janowickich stanowi przedłużenie ku północy skał metamorficznych starszego paleozoiku południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich (J. H. Teis-

seyre 1971), przy czym formacja łupkowa z Czarnowa jest odpowiednikiem dolnego i środkowego syluru, częściowo też może najwyższego ordowiku, natomiast formacja z Leszczyńca odpowiada najprawdopodobniej górnemu sylurovi.

Wyżej przedstawione rozumowanie jest znacznym uproszczeniem i dużym skrótem szczegółowej argumentacji przedstawionej w ostatnio wydanej pracy autora (J. H. Teisseyre 1971), w której przedstawione są również bardziej szczegółowo poglądy innych autorów na wiek i podział skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

## PETROGRAFIA SKAŁ METAMORFICZNYCH

### ROZWÓJ POGŁADÓW NA PETROGENEZĘ SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

W XIX w. badania skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego były prowadzone przed powszechnym zastosowaniem mikroskopu polaryzacyjnego oraz metod fizykochemicznych. Na przykład J. Rothe (1867) określał skały wschodnich części okrywy granitu Karkonoszy jako produkty słabego metamorfizmu, opierając się wyłącznie na badaniach megaskopowych.

Pierwszym nowoczesnym ujęciem petrografii skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jest obszerna monografia G. Berga (1912). Badacz ten z dużą wnikliwością wnioskował o charakterze pierwotnego materiału skał zmetamorfizowanych na podstawie interpretacji ich tekstur, struktur (szczególnie reliktowych), składu mineralnego i chemicznego. G. Berg po raz pierwszy zwrócił uwagę na zróżnicowanie stopnia i rodzaju metamorfizmu w dyskutowanym zespole skalnym. Rozróżniał on zdecydowanie efekty dynamometamorfizmu (*Druckmetamorphose*) od skutków termicznego oddziaływania granitu Karkonoszy (*Kontaktmetamorphose*), wyznaczając na ogół bardzo prawidłowo zasięg strefy kontaktowej na swojej mapie (1940a). Zwrócił on również uwagę na przejawy metamorfizmu retrogresywnego (*Diaphthoresis*) w niektórych partiach Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Część opisowa prac G. Berga jest w dużym stopniu nadal aktualna; również wiele wniosków ogólnych stanowi trwały dorobek wiedzy o petrogenезie skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

Po wydaniu monografii G. Berga (*op. cit.*) ukazały się drobne prace przyczynkowe i pole-

miczne dotyczące tego regionu. Również następne wydania objaśnień do map (Berg 1938, 1941) nie przyniosły nowego materiału obserwacyjnego ani nowej interpretacji.

Jako pierwszy z geologów polskich K. Smulikowski (1952) podał zwięzłą charakterystykę skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Praca ta oparta jest w dużej mierze na dawniejszej literaturze oraz wstępnych wynikach przeglądowych badań autora. Pisząc o łupkach łyszczykowych okrywy granitu Karkonoszy, wyprowadza je K. Smulikowski (*op. cit.*) ze skał ilastych. Zwraca on uwagę na przejścia między łupkami a gnejsami, uważając je za skały powstałe pod metasomatyzyzującym oddziaływaniem intruzji gnejsowych. Zgodnie z dawniejszymi poglądami geologów niemieckich, większość skał gnejsowych badacz ten wiąże z intruzywnymi skałami granitowymi. Jednak już w następnej publikacji (K. Smulikowski, *Geologia regionalna Polski*, 1957) przyjmuje inną możliwość powstania części skał gnejsowych wskutek lokalnej feldspatyzacji serii łupkowej. K. Smulikowski (1952) dość obszernie charakteryzuje amfibolity Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, wyprowadzając część zaliczonych tu skał z diabazów, a pozostałe z bazaltów i ich tufów. Autor ten zwraca uwagę na towarzyszące metadacytom łupki porfiroidowe o składzie chemicznym skrajnie sodowych keratofirów kwarcowych. Dla gnejsów hornblendowych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy (gnejsy pacyńskie) K. Smulikowski (*op. cit.*) przyjmuje za G. Bergiem pochodzenie orto-, uważając je za odmianę powstałą przez migmatyczne wchłonięcie materiału amfibolitowego przez intrudującą magmę. Zwraca on też uwagę na migmatyczne impregnacje intruzywnych granitognejsów w kompleksie łupkowy. K. Smulikowski (*op. cit.*) pisząc o diaftozie amfibolitów zdaje się zjawisko to łączyć z płaszczowinowymi nasunięciami w Kar-

konoszach, zgodnie z koncepcjami O. Kodyma i J. Svobody (1948a).

Pierwszą szczegółową pracą petrograficzną z dyskutowanego regionu był artykuł O. Juszkowiaka (1957), opisujący występowanie skał należących do facji łupków glaukofanowych na zboczach Kopiny w Grzbiecie Lasockim.

Próbie syntetycznego ujęcia procesów petrogenetycznych przyniosła praca M. i J. Szałamachów. Występujące w serii kowarskiej gnejsy autorzy ci podzielili na trzy główne odmiany genetyczne: „orto-”, „meta-<sup>6</sup>” i „para-”. Zdaniem M. i J. Szałamachów paragnejsy powstały z łupków łyszczkowych przez migmatyzację i częściową granityzację w warunkach facji amfibolitowej lub granulitowej. Paragnejsy dają niekiedy termiczne kontakty intruzywne. Według cytowanych autorów następnym etapem ewolucji serii kowarskiej jest intruzja „granitów kowarskich”, będąca prawdopodobnie dalej posuniętym procesem metasomatycznej granityzacji. Zgnejsowanie, skataklazowanie oraz mylonityzacja kompleksu granitowo-gnejsowego, zdaniem M. i J. Szałamachów, nastąpiły w czasie wstępnych faz orogenezy kaledońskiej. Natomiast skały serii Niedamirowa są według cytowanych autorów zmetamorfizowane w warunkach facji zielenkowej, lokalnie glaukofanitowej. W późniejszych swych pracach wprowadzają niewiele zmian do wcześniej opublikowanych poglądów. W pracy z 1966 r. podkreślony jest fakt silniejszego zmetamorfizowania na północy niż na południu wydzielonej przez nich serii Niedamirowa. Zjawisko to było zresztą znane i opisywane już dawniej (Berg 1912; Watznauer 1953). W najnowszej publikacji M. i J. Szałamachowie (1968) obszerniej omawiają petrogenezę skał serii Leszczyńca, która składa się ich zdaniem z kataklazytów, mylonitów i migmatytów.

Poglądy J. Oberca na metamorfizm zespołów skalnych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego marginesowo zostały podane w pracy o tektonice wschodnich Karkonoszy (1960). Charakteryzując petrografię skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego autor ten powołuje się na opisy G. Berga (1938, 1941) oraz opinię K. Smulikowskiego (1952). J. Oberc poszczególne fazy procesów metamorficznych przyporządkowuje wyróżnionym przez siebie zjawiskom tektonicznym. Metamorfizm w facji amfibolitowej autor ten łączy z najstarszym fałdowaniem o fałdach przebiegających równoleżnikowo. Młodszym procesem metamorficznym była granityzacja, w czasie której powstały gnejsy kowarskie, izerskie, hornblendowe, granitognejsy rumburskie. Proces ten jest jednoczesny z rozwojem drugiego systemu lineacji i fałdków ciągnionych. Najmłodszym procesem metamorficznym opisanym

przez J. Oberca była diaforeza amfibolitów i produktów ich granityzacji związana z nasunięciem jednostki Leszczyńca. Wszystkie opisane procesy metamorficzne — zdaniem cytowanego autora — zakończyły się przed ruchami kaledońskimi.

Słabą stroną syntez petrogenetycznych ostatnich kilkunastu lat jest brak oparcia na systematycznych badaniach petrograficznych. Natomiast dużo nowych obserwacji o wielkim niejednokrotnie znaczeniu przyniosły opracowania dotyczące wycinków problematyki petrogenetycznej interesującego nas regionu. Należy tu wymienić monografię granitu Karkonoszy M. Borkowskiej (1966), jak również szereg opracowań złożowych (Jaskólski 1961, 1964; Mochnacka 1966, 1967; Zimnoch 1958, 1967). Wszystkie te prace wnoszące wiele nowych obserwacji o mniej lub bardziej lokalnym charakterze nie stanowią podstawy do syntetycznego ujęcia problemów petrogenetycznych skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jako całości. To samo da się powiedzieć o opracowaniu geologii Miedzianki przez autora (J. H. Teisseyre 1968a) oraz o ogłoszonych ostatnio wstępnych wynikach badań nad metawulkanitami i gnejsami paczyńskimi (Narębski 1968, Narębski i J. H. Teisseyre 1972, J. H. Teisseyre 1968b, c).

#### CEL I METODY BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Z przyczyn podanych wyżej istnieje pilna potrzeba zrewidowania szeregu dawnych poglądów na petrogenezę skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego na podstawie nowoczesnych badań.

Publikacja niniejsza ma za zadanie przedstawienie wniosków wynikających z zestawienia nowych obserwacji petrograficznych z odтворzoną historią strukturalną regionu.

Metamorficzny zespół skalny Rudaw Janowickich autor badał za pomocą metod petrografii mikroskopowej w nawiązaniu do obserwacji polowych ze szczególnym uwzględnieniem analizy drobnych struktur tektonicznych.

W niniejszym opracowaniu stosowana jest taka sama numeracja próbek, jak w pracach W. Narębskiego dotyczących tego regionu. Próbkę pobrane z odkrywek i zwietrzliny mają tę samą numerację ciągłą i są oznaczone literą *x*, natomiast pobrane z szurfów mają odmienną numerację i oznaczone są symbolem *S*.

Analizy mikrometryczne skał drobnoziarnistych wykonano posługując się preparatami mikroskopowymi, natomiast w przypadku skał średnio- i gruboziarnistych (gnejsy kowarskie — barwionymi płytkami grubymi (zglądami — ang. *slab*). Wielkość płytek została ustalona na podstawie rozmiarów największych ziarn zawartych w badanej skale, zgodnie ze

<sup>6</sup> Termin ten nie jest przez autorów wyjaśniony.

wskazówkami podanymi przez F. Chayesa (1956). Płytki grube barwione były nasyconym roztworem wodnym azotanokobaltynu sodu po uprzednim wytrawieniu fluorowodorem. Analizy mikrometryczne wykonano za pomocą mikroskopu stereoskopowego oraz stolika integracyjnego ISA, w przypadku skał gruboziarnistych jako „integratora” używano linijki o dokładności podziałki 1/2 mm.

Za pomocą metody barwienia odróżniano w preparatach mikroskopowych kalcyt od dolomitu. Spośród wielu metod stosowanych wybrano stosunkowo nowoczesną, opisaną przez G. Müllera (1967).

Uzupełnieniem obserwacji petrograficznych wykonanych metodami klasycznymi były nieliczne wyniki analiz chemicznych, w większości pochodzące z dawniejszej literatury. Materiał ilustrujący skład chemiczny skał jest niekompletny, ponieważ w wielu wypadkach nie udało się stwierdzić dokładnego miejsca pobrania analizowanej próbki. Wyjątek stanowią tu liczne analizy metawulkanitów wykonane ostatnio przez W. Narębskiego. Próbkę do tych analiz zostały zebrane według ustalonego planu. Mają one zawsze opis petrograficzny uzupełniony w wielu przypadkach analizą mikrometryczną. Interpretacje geochemiczne tego materiału znajduje się w dwóch ostatnio wydanych pracach (Narębski 1968; Narębski, J. H. Teisseyre 1971).

#### UWAGI O NOMENKLATURZE

Duże zróżnicowanie skał metamorficznych na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego powoduje konieczność stosowania wielkiej ilości terminów na oznaczenie poszczególnych typów i odmian skalnych. Stwarza to istotne trudności wobec nie ustalonych zasad nazewnictwa skał metamorficznych. Na ogół w niniejszej pracy użyto nazw krótkich dwu- lub trzyczłonowych, zgodnie z zaleceniami międzynarodowego sympozjum zwołanego w sprawie terminologii skał metamorficznych (Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer 1962), z uwzględnieniem zastrzeżeń i poprawek E. Wenka (1963). Pewne odstępstwa od tych reguł były spowodowane koniecznością zachowania niektórych tradycyjnych nazw, zwłaszcza gdy odnosiły się one nie do poszczególnych odmian czy typów, ale większych zespołów skał. Pozostawiono dawny podział na gnejsy kowarskie (dwuskaleniowe, dwuływczykowe) i pacyńskie (plagioklazowe, często nie zawierające ływczyków). Dokładniejszy podział zarówno gnejsów pacyńskich, jak i kowarskich na poszczególne typy i odmiany został przeprowadzony na podstawie cech teksturalnych tych skał. Takie zasady terminologiczne okazały się bardzo przydatne w praktyce polowej.

Gdy pierwotne cechy strukturalne i teksturalne są rozpoznawalne, mimo metamorfizmu, używano przedrostku „meta-”. Ponieważ do tej pory nie używano tego przedrostka, nie zastosowano go również do keratofirów oraz skał opisanych terminami pochodnymi np. keratospilit.

#### GRUPA GNEJSOWA Z KOWAR

Skały tej grupy stanowią część podstawową metamorficznego kompleksu skalnego. Jednostka ta reprezentuje prawdopodobnie skały najstarsze. Wykazują one w większości cechy bardzo intensywnego metamorfizmu aż po procesy granityzacji włącznie. Ich rozwój strukturalny jest również bardzo skomplikowany. Wieloletnia tektonika, jak również złożone procesy metamorficzne zatarły do tego stopnia stratygrafię pierwotnej serii skalnej, że obecnie nie jest możliwe jej odtworzenie nawet w najbardziej ogólnych zarysach.

Skały grupy gnejsowej z Kowar pojawiają się w południowej części Rudaw Janowickich, w ich partii grzbietowej, na południe od Bielca (870 m). Ich wychodnie mają w obrazie intersekcyjnym postać klina rozszerzającego się ku południowi. Na obszarze Grzbietu Lasockiego skały należące do grupy gnejsów z Kowar występują w okolicy Kowar Górnych i Podgórze, zajmując ponadto całe dorzecze górnego biegu Jedlicy oraz zachodnie stoki doliny Jeleniej Strugi. Wychodnie skał tej jednostki litostratygraficznej zajmują obszar około 8,5 km<sup>2</sup>. Jest to teren niewielki w porównaniu z powierzchnią całej wychodni grupy gnejsowej z Kowar, zajmującej znaczną część północnych stoków Grzbietu Lasockiego i Czarnego oraz wielokrotnie większy obszar po południowej stronie Karikonoszy.

Wprowadzenie nawet prowizorycznej stratygrafii dla gnejsów z Kowar jest niemożliwe przy obecnym stanie znajomości tej jednostki. Wobec czego opis petrograficzny rozpoczyna się od odmian skalnych nie wykazujących wyraźnych objawów granityzacji, a następnie zaś omawiane są granitognejsy. Należy tu w pierwszym rzędzie opisać łupki ływczykowe występujące w formie wkładek w zespole gnejsowym oraz stowarzyszoną z nimi formację rudonośną z Podgórze.

#### Wkładki łupków ływczykowych

W przeciwieństwie do obszarów położonych dalej na zachód i południowy zachód, łupki ływczykowe na terenie objętym badaniami mają niewielki zasięg. Cienkie wkładki zarówno łupków ływczykowych, jak i skał nawiązujących swym charakterem petrograficznym do zespołu formacji rudonośnej z Podgórze, są



wśród skał gnejsowych dość częste. Tym niemniej wkładki o miąższości umożliwiającej ich kartograficzne ujęcie grupują się w najdalej na zachód wysuniętej części obszaru badań. Największa wkładka łupków, której towarzyszy na dużej przestrzeni zespół skalny formacji rudonośnej, daje się obserwować począwszy od górnego biegu Jedlicy na południe od Podgórze, poprzez okolice tej miejscowości, dalej na północ w środkowym odcinku doliny potoku Piszczak, powyżej Kowarskiego Uroczyska. W dalszym przebiegu wychodnia tej wkładki, składającej się na tym odcinku prawie wyłącznie ze skał formacji rudonośnej, ma kierunek WNW-ESE. Następną zmianą kierunku daje się obserwować w rejonie Kowar Górnych. Wyklinowuje się ona nieco dalej na północ. Prawdopodobną kontynuację jej stanowią soczewki skał formacji rudonośnej występujące w grzbiecie głównym Rudaw Janowickich, na północnych stokach Rudnika (853 m) oraz między tym ostatnim szczytem a Bobrzakiem. Wychodnie łupków łyszczykowych obserwuje się również na lewym orograficznie zboczu doliny Piszczaka oraz na grzbiecie między górnym biegiem wymienionego wyżej potoku a górnym biegiem Jedlicy (powyżej ujścia Jeleniej Strugi).

Łupki łyszczykowe tworzące wkładki w gnejsach stanowią dość monotony zespół skał, tym niemniej można tu wyróżnić kilka odmian.

*Łupki granatowo-łyszczykowe* stanowią najlepiej poznaną odmianę łupków, głównie dzięki dobremu odsłonięciu w środkowej części doliny Piszczaka. Są to skały wykazujące subtelną laminację. Udział kwarcu i łyszczyku jasnego wynosi od 60 do ponad 80% (objętościowych). Oba główne minerały skałotwórcze grupują się w oddzielne laminy o przewadze jednego bądź drugiego składnika. W laminach kwarcowych występują w podrzędnych ilościach postrzępione blaszki łyszczyku jasnego lub chlorytu. Tabliczkowe plagioklasy spotyka się sporadycznie, na ogół są one nieoznaczalne, skałen potasowy jest bardzo rzadki. Laminy złożone są z łyszczyku jasnego zupełnie bezbarwnego (muskowit, paragonit?) bądź też wykazującego bladobółtobrunatne zabarwienie (fengit), grupują ponadto większość akcesorycznych składników tych skał, a mianowicie: apatyt, turmalin (szerlit), magnezyt i granaty. Te ostatnie minerały zawsze obecne w ilościach przynajmniej śladowych, w niektórych przypadkach występują w ilościach przekraczających 10% skały (objętościowych), stając się jednym z głównych minerałów skałotwórczych. Blasty granatów z reguły przetkane poikilitowo innymi składnikami tych skał, głównie kwarcem, osiągają 2,5 mm średnicy (pl. III fot. 1). Udział chlorytu w tych skałach jest bardzo zmienny, powstaje on albo kosztem granatów, albo przez chlorytyzację biotyty, który w stanie nie zmienionym nie był

zresztą obserwowany. Niektóre gniazdowe wystąpienia chlorytu, powstałego prawdopodobnie z biotyty, wykazują duże analogie kształtu do pseudomorfoz po kordierycie. Żadnych wyraźnych reliktyw tego ostatniego minerału nie udało się jednak odnaleźć w stanie nie zmienionym.

Obok opisanych wyżej łupków granatowo-łyszczykowych występują łupki o grubości lamin kwarcowych, dochodzących do kilkunastu milimetrów, przy czym skupienia kwarcu mają niekiedy charakter struktur prętowych<sup>7</sup>. Skała ta stanowi, jak się wydaje, przejście do *łupków biotytytowych*, obficie spotykanych w zwietrzelinie na zachodnim zboczu doliny Piszczaka oraz w postaci podrzędnych wkładek w dużej wcinie drogi w Podgórzu. Są to skały składające się najczęściej z naprzemianległych lamin biotytywych i kwarcowych o grubości od około jednego do kilkunastu milimetrów, zawierające sporadycznie plagioklasy, jeszcze rzadziej skałen potasowy. Składnikami akcesorycznymi tych łupków są blaszki łyszczyku jasnego, apatyt, niekiedy cyrkon i leukoksenowo wykształcony tytanit. Ten ostatni pojawia się wyłącznie w towarzystwie magnezytu. Skały te wiążą się ciągłymi przejściami z monomineralnymi skałami biotytyowymi, opisanymi przez K. Mochnacką (1967) z formacji rudonośnej.

*Łupki leptytowe* zawierają ponad 75% (obj.) kwarcu i skalenia potasowego w dość zmiennych proporcjach. Są one znane jako drobne wkładki z dużej odkrywki w Podgórzu. Są to skały na ogół dość drobnoziarniste, poza blaszkami łyszczyków, pozostałe ich składniki nie mają nigdy większej średnicy niż 0,3 mm. Zarówno laminacja, jak i foliacja są niezbyt wyraźnie zaznaczone. Wykazują one oddzielność płytkową, niekiedy bloczkową. Główne minerały tych skał występują w postaci lamin o nieostrych granicach, z wyraźną przewagą jednego bądź drugiego składnika. Towarzyszy im łyszczyk jasny (muskowit, sporadycznie flogopit). Plagioklaz dość rzadki wykazuje skład albitu (3—7% an.). Akcesorycznie występują tlenki żelaza i turmalin (rzadko szerlit).

#### Skały formacji rudonośnej z Podgórze

Współwystępujące z łupkami łyszczykowymi skały formacji rudonośnej z Podgórze są bardzo źle odsłonięte. Największymi odkrywkami tych skał są dwa stare powierzchnie wyrobiska górnicze znajdujące się w najbliższym sąsiedztwie Kowarskiego Uroczyska. W odkrywkach tych odsłania się soczewka marmurów należących do formacji rudonośnej.

<sup>7</sup> Struktury prętowe — *rodding* lub *quartz rods* geologów anglosaskich; złupkowacenie słupowe, precyzyjnie według W. Jaroszewskiego (1963).

Marmury zawierają wkładki fyllitów wapiennych bądź też łupków kalcytowo-chlorytowych. Czyste odmiany marmurów reprezentują skały zbudowane z mozaiki granoblastów kalcytu, w której tkwią pojedyncze, okrągławe blasty diopsydu i rozproszony nieregularnie magnetyt. Opisane wyżej marmury alternują z wkładkami skał wapienno-krzemianowych o miąższości od kilku milimetrów do kilku decymetrów. Skład mineralny tych skał jest dość urozmaicony, można obserwować ciągły szereg przejść między marmurami o mniejszym lub większym udziale krzemianów wapiennych aż do prawie monomineralnych skał diopsydowych, rzadziej zoizytowych. W skałach tych składnikami podrzędnymi był chloryt i chryzotyl, natomiast akcesorycznymi — magnetyt i tytanit.

Do formacji rudonośnej z Podgórze wyraźnie nawiązują skały amfibolowo-diopsydowe znalezione w kilku wkopach poszukiwawczych w grzbiecie głównym Rudaw Janowickich, w okolicach Czarnowa na północno-wschodnich stokach Bobrzaka (836 m) oraz między Bobrzakiem a Rudnikiem. Są to na ogół skały o dość wyraźnej laminacji. Z ciemnoszarymi laminami o odcieniu zielonawym bądź stalowoniebieskim alternują laminy jaśniejsze szarzielone niekiedy oliwkowe.

Laminy ciemniejsze wykazują jako składnik główny hornblendę o słabym zabarwieniu ( $\alpha$  = bezbarwna,  $\beta$  = zielonooliwkowa,  $\gamma$  = zielona lub niebieskozielona,  $z/\gamma = 15^\circ$ ), której towarzyszą w ilościach zmiennych brunatny biotyt oraz plagioklasy (co najmniej dwie generacje — starsza na ogół nieoznaczalna, młodsza reprezentowana przez prawie czysty albit an. 3—5%). Jako składniki akcesoryczne występuje tu tytanit razem z magnetytem.

Laminy jaśniejsze składają się głównie z piroksenów szeregu diopsyd — salit ( $z/\gamma = 36—44^\circ$ ), którym towarzyszą minerały z szeregu klinozoizyt — epidot, sporadycznie też andradyt (zabarwienie w płytkach cienkich od bezbarwnego do szarooliwkowego). W kilku przypadkach obserwowano obok krzemianów wapiennych skupienia kwarcu i nieoznaczalnych plagioklazów. Mineralami akcesorycznymi lamin jasnych są tlenki żelaza i tytanit. Natomiast, jak się wydaje, węglany oraz prenit atakujący skalenie są składnikami doprowadzonymi w stosunkowo późnym okresie rozwoju tych skał.

Do skał formacji rudonośnej z Podgórze nawiązują również obserwowane w skarpię drogi z Kowar na Przełęcz Kowarską wkładki łupków amfibolowo-biotytowych z turmalinem. Łupki te występują w obrębie gnejsów oczkowych, w bezpośrednim jednak sąsiedztwie tych skał z formacją rudonośną. Na ich wyraźny związek ze skałami formacji z Podgórze wskazują także analogie petrograficzne.

Łupki amfibolowo-biotytowe są skałą złożoną głównie ze słabo zabarwionej hornblendy, wykształconej w postaci nematoblastów przetkanych blaszkami intensywnie czerwono-brunatnego biotyту, przechodzącego miejscami w chloryt. Klinozoizyt i plagioklasy są składnikami podrzędnymi. Na uwagę zasługuje szerlit, tworzący igielkowate formy o długości kilku milimetrów. Pozostałymi składnikami akcesorycznymi są leukoksen współwystępujący z tytanitem.

Niewielka liczba odkrywek dostarcza niepełnych materiałów do wnioskowania o stopniu zróżnicowania formacji rudonośnej z Pogórze. Nie udało się też skał tej formacji zbadać za pomocą sztucznych wkopów. Formacja rudonośna została odsłonięta licznymi podziemnymi wyrobiskami i opisana wielokrotnie przez różnych badaczy (Berg 1902, 1912; Wedding 1859). Najnowsze materiały znajdują się w pracach E. Zimnoch (1958, 1967) i K. Mochnackiej (1966, 1967). Ta ostatnia autorka wyróżniła i szczegółowo opisała cztery główne typy petrograficzne skał formacji rudonośnej z Pogórze, są to: łupki, rogowiki (hornfelsy), marmury i skarny. Rogowiki przeważają nad innymi skałami. K. Mochnacka (1967) na podstawie badań megaskopowych i mikroskopowych dzieli je na następujące odmiany:

odmiany megaskopowe	odmiany mikroskopowe
I rogowik jasnozielony, słabo smugowany	a) rogowik diopsydowo (salitowo)-skaleniowy b) rogowik skaleniowo-tremolitowy
II rogowik szary, smugowany	a) rogowik skaleniowo-diopsydowo-(salitowo)-amfibolowy b) rogowik diopsydowo (salitowo)-granatowy
III rogowik czarny	rogowik skaleniowo-biotytowo-amfibolowy
IV skały pośrednie między rogowikiem a łupkami	skały biotytowo-diopsydowe (salitowe)

Łupki tworzące ciągłe przejścia do rogowików różnią się od nich, zdaniem autorki (Mochnacka *op. cit.*), raczej strukturą i teksturą niż składem mineralnym. K. Mochnacka wyróżnia następujące odmiany łupków: skaleniowo-biotytowe, kwarcowe, piroksenowe, flogopitowe, amfibolowo-biotytowe, chlorytowe.

Marmury złożone głównie z kalcytu z niewielką na ogół domieszką dolomitu zawierają zmienne ilości flogopitu, diopsydu, humitu (prawdopodobnie chondrodyt), epidotu i turmalinu. Granaty występują rzadko.

Skarny K. Mochnacka (*op. cit.*) charakteryzuje jako skały nierównoziarniste z bezładnym ułożeniem składników. Głównymi ich składnikami są: granaty (andradyt), piroksen (diopsyd),

minerały z grupy epidotu i hornblenda, pod-  
rzednie występują: wezuwian, kalcyt, skalenie,  
talk, prehnit, chloryt, tytanit.

Bardzo wartościowym uzupełnieniem opi-  
sów petrograficznych cytowanej pracy są szcze-  
gółowe rysunki profili ociosów chodników ko-  
palnianych.

### Gnejsy kowarskie

Gnejsy kowarskie są zespołem skalnym zde-  
cydowanie przeważającym w grupie o tej sa-  
mej nazwie. Skały te nie były przedmiotem  
szczegółowych badań petrograficznych od cza-  
sów prac G. Berga (1902, 1908, 1912). Podzielił  
on gnejsy kowarskie na wiele odmian: granito-  
gnejsy, gnejsy skaleniowe zawierające niebieski  
kwarc, oczkowe, warstewkowe (Lagengneis)  
i szlirowe. Podział G. Berga, bardzo skompli-  
kowany, okazał się mało przydatny w prakty-  
ce terenowej. Został on zastąpiony innym sche-  
matem opartym wyłącznie na cechach tekstu-  
ralnych skał. Na tej samej zasadzie, posługując  
się definicją E. Wenka (1963) rozróżniano łup-  
ki od gnejsów.

W nowym podziale wyróżniono trzy główne  
typy teksturalne gnejsów kowarskich, są to:  
gnejsy cienko laminowane, gnejsy grubo lami-  
nowane i oczkowe oraz gnejsy homofaniczne.  
Skały w tym schemacie są uszeregowane od  
odmian wykazujących najslabiej zaawansowaną  
blastezę skaleni do tych, w których proces ten  
ma dominujące znaczenie.

*Gnejsy cienko laminowane* odpowiadają w  
klasyfikacji G. Berga (*op. cit.*) gnejsom szliro-  
wym lub złupkowanym gnejsom warstewko-  
wym. Gnejsy cienko laminowane tworzą wkład-  
ki o niewielkiej miąższości w pozostałych ty-  
pach gnejsów kowarskich. Na terenie objętym  
badaniami istnieją tylko dwie większe strefy  
występowania tych skał. Pierwsza, o szeroko-  
ści do 50 m, towarzyszy wschodniej granicy  
gnejsów na odcinku od południowo-wschod-  
nich stoków Rudnika aż po dolinę Jeleniej  
Strugi.

Druga strefa rozciąga się od rejonu Kowar-  
skiego Uroczyska do doliny Jedlicy, nieco po-  
wyżej ujścia Jeleniej Strugi, przebiegając da-  
lej wzdłuż wschodnich zboczy tej doliny. Strefa  
ta towarzyszy wschodniej granicy formacji ru-  
donośnej z Podgórzia oraz smugi łupków wy-  
stępujących w jej południowym przedłużeniu.

Cienko laminowane gnejsy kowarskie cha-  
rakteryzują się bardzo wyraźną na ogół alter-  
nacją lamin kwarcowo-skaleniowych, o grubo-  
ści około 0,5—3,0 mm, z cieńszymi laminami  
złożonymi z łyszczków o grubości 0,1—0,5 mm.  
W jasnych laminach kwarc i plagioklaz (5—  
12% an.) tworzą drobną granoblastyczną mo-  
zaikę. Skałen potasowy występuje sporadycz-  
nie. Gnejsy zawierające większą ilość tego  
składnika zawsze wykazują tendencję do wy-

kształcania tekstury oczkowej. Laminы łyszcz-  
kowe składają się głównie z biotyту, muskowit  
na ogół występuje jako składnik podrzędny;  
sporadycznie pojawia się fengit. Zarówno bio-  
tyt, jak i fengit ulegają miejscami chlorytyza-  
cji. Minerale akcesoryczne tych skał towarzy-  
szą głównie laminom łyszczkowym, są to:  
magnetyt i turmalin, sporadycznie pojawia się  
apatyt, epidot i allanit.

Odmiana perełkowa gnejsów cienko lami-  
nowanych występuje rzadko. Są to skały szcze-  
gólnie bogate w łyszczki i plagioklaz, który  
tworzy okrągławe blasty. Skały te są zbliżone  
zarówno do podobnych odmian zbudowanych  
z wkładek łupkowych, z którymi łączą je ciągłe  
przejścia, jak też i do bogatych w plagioklasy  
odmian łupków formacji z Czarnowa.

Odmiana słożowa gnejsów cienko laminowa-  
nych występuje często na granicy z gnejssem  
grubo laminowanym i oczkowym. Skały te cha-  
rakteryzuje wyraźnie większa zawartość skale-  
nia potasowego, który wykazuje tendencję do  
tworzenia megablastów o kształcie oczkowym,  
dochodzących w skrajnych przypadkach od 30  
do 40 mm. Regularna i subtelna laminacja tych  
skał wykazuje w sąsiedztwie megablastów ska-  
lenia potasowego odchylenie od prostoliniowe-  
go przebiegu, opływając je łagodnie. Dalsze za-  
awansowanie tego procesu prowadzi do zatar-  
cia laminarnej struktury skały, co miało miej-  
sce w opisaną niżej odmianie oczkowej i grubo  
laminowanej. Odmiana słożowa nie tworzy  
nigdzie większych wystąpień, jest ona wykształ-  
cona w sposób najbardziej typowy we wcinie  
drogi z Kowar na Przełęcz Kowarską około  
330 m na północny zachód od tej przełęczy.  
Skład mineralny dwóch reprezentatywnych  
próbek odmiany cienko laminowanej podaje  
tabela 2 (anal. 1, 2).

*Gnejsy grubo laminowane i oczkowe* sta-  
nowią odpowiednik dwóch wyróżnionych przez  
G. Berga (1912) odmian gnejsów warstewko-  
wych i oczkowych. Rozdzielenie tych odmian  
nie jest możliwe ani na mapie ani w odkrywcę.  
W pewnych przypadkach również w jednej  
próbce skalnej obserwujemy ciągłe przejścia  
między obydwiema odmianami. Wydaje się za-  
tem, że łączne wydzielenie gnejsów oczkowych  
i grubo laminowanych ma swoje uzasadnienie.

Odmianę grubo laminowaną łączą z wyżej  
opisaną cienko laminowaną ciągłe przejścia.  
Różni je głównie grubość lamin, proporcje po-  
szczególnych składników (tab. 2, anal. 3—8)  
oraz ich wykształcenie. Plagioklasy tych skał  
charakteryzuje tendencja do porfiroblastyczne-  
go wzrostu, tworzą one osobniki o tabliczko-  
wym pokroju, dochodzące do 3—4 mm długości.  
Większe blasty skalenia wykazują często ślady  
budowy pasowej z partiami jądrowymi bądź to  
silnie przyprószonymi serycytem, bądź też  
zmienionymi zupełnie w zrekrystalizowany  
agregat łyszczku jasnego. Obwódki plagio-

Tabela 2  
 Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek gnejsów kowarskich  
 Modes of representative samples of the Kowary Gneisses

Nr analizy Analysis No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed section	Kwarcz Quartz	Pertyt Perthite	Plagioklaz Plagioclase	% an. w plagioklazie An. per cent	Muskowit Muscovite	Biotyt Biotite	Chloryt Chlorites	Hornblenda Hornblende	Epidoty Epidotes	Alantit Allanite	Cyrkon Zircon	Turmalin Tourmaline	Tytanit Titanite	Apatyt Apatite	Nieprzezroczyste Opaq. Min.	Lokalizacja Locality
Gnejsy cienko laminowane — Fine laminated gneisses																		
1	JT 641 C	1	21,0	3,9	38,7	8-9	15,5	15,0	0,6	—	1,5	—	—	1,0	1,8	—	—	Na NW od Przełęczy Kowarskiej
2	JT 592 xB	1	21,4	6,8	33,3	n.o.	—	13,3	18,3	+	2,5	—	—	0,1	—	0,2	0,2	Podgórze, stare zwały
Gnejsy oczkowe i laminowane — Augen and laminated gneisses																		
3	JT 592 xC	2	32,8	15,2	31,0	10<	5,0	13,2	2,3	—	+	+	+	+	—	0,7	0,5	Dolina Jedlicy
4	JT 592 xE	2	24,9	14,8	39,8	8-12	5,2	14,8	—	—	+	+	—	+	+	+	0,5	
5	JT 563 A	3	38,8	13,9	19,1	6-10	5,4	25,0	—	+	+	—	—	+	+	0,8	0,4	
Gnejsy grubooczkowe i homofaniczne — Coarse augen and homofanic gneisses																		
6	JT 593 H	1	32	18	30	5-7*	19	1 (t,a,m)	Lokalizacja Locality		Akceso- ryczne** Accesso- ries**		Lokalizacja Locality		* Plagioklaz oznaczano w płytkach cienkich. ** Rodzaj minerału nieprzezroczystego oznaczano w płytkach cienkich. Próbkę wyłącznie z kolekcji autora. Objaśnienia symboli i skrótów: + < 0,1%, + < 0,01%; a — apatyt, h — hematyt, m — magnetyt, p — pyryt; n.o. — nie oznaczony. * Plagioclase determined in thin section. ** Kind of accessory mineral determined in thin section. Explanations of symbols and abbreviations: + < 0.1 per cent, + < 0.01 per cent; a — apatite, h — hematite, m — magnetite, p — pyrite; n.o. — non determined.			
7	JT 563 B	1	30	22	31	4-9*	13	4 (t,a,m)	Podgórze, wcinka drogowa				Podgórze, Dolina Jedlicy					
8	JT 842 x	1	40	24	32	5-8*	2	2 (a,m)	Podgórze				Podgórze					
9	JT 798 B	1	28	32	34	n.o.	5	1 (t,a,m)	Górny bieg potoku Piszczak									
10	JT 760 B	2	34	28	29	n.o.	8	1 (a,m)	Lesniczówka Szczytno									
11	JT 536 A	2	28	30	32	< 5	8	2 (h,a,m)	Skalka Owczarek									

klazu wykazują skład albitu, sporadycznie kwaśnego oligoklazu (do 12% an.). Skaleń potasowy tworzy nieregularne amebowate blasty o rozmiarach zbliżonych do osobników plagioklazu, wykazując bardzo wyraźną tendencję do tworzenia porfiroblastów. Prowadzi to do zatarcia struktury laminarnej i przejścia jej w strukturę oczkową. O ile drobne blasty tego składnika wykazują kształty dość nieregularne, to porfiroblasty o wymiarach 10—20 mm mają często pokrój tabliczkowy. W wielu przypadkach zaobserwowano, że tabliczki te rosną w sposób niezorientowany względem laminacji skały. Większe porfiroblasty mikroklinu (20—70 mm) są na ogół silnie zdeformowane i mają kształt oczkowy (pl. I, fot. 1, 2; pl. II, fot. 1).

Obserwuje się często formy przejściowe między osobnikami o pokroju tabliczkowym a oczkowym. Oczkowe porfiroblasty mikroklinu mają dwojaki charakter. Pierwsze z nich wykazują mierne wydłużenie, ich rozmiary nie przekraczają na ogół 30—40 mm (oś najkrótsza) i 40—60 mm (oś najdłuższa). W porfirokryształach tych brak jest wyraźnych oznak deformacji sztywnych, natomiast ich budowa wskazuje na blastezę synkinematyczną. Drugi rodzaj porfiroblastów skalenia potasowego wykazuje silniejsze wydłużenie, które określone stosunkiem osi krótszej do dłuższej wynosi 1:2—1:4. Długość osi dłuższej waha się w szerokich granicach, najczęściej spotykane wartości wynoszą 3—4 cm, sporadycznie do 7 cm. Wydłużenie to nie jest spowodowane tylko kierunkowym wzrostem blastów, ale również sztywnymi deformacjami; w blastach tych z reguły można zauważyć system regularnych pęknięć, tworzących z ich dłuższą osią kąt prosty albo częściej zawarty między 45—75°. Spękania te są zaklejone kwarcem albo albitem, w niektórych przypadkach obydwojoma tymi minerałami łącznie. Silnie wydłużone blasty skalenia potasowego wykazują zawsze orientację o wiele wyraźniejszą niż blasty słabo wydłużone. Ich najkrótsza oś jest prostopadła do powierzchni laminacji skały, a oś najdłuższa jest równoległa do głównych struktur liniowych (wykazując odchylenia w granicach 10—15°).

Skaleń potasowy wykazuje pod mikroskopem strukturę mikropertytu mikroklinowego (pl. III, fot. 1). Szczególnie częste są grube pertyty typu infiltracyjnego. Drobne, subtelne lamelki pertytowe są rzadziej zauważalne, w sporadycznych przypadkach obserwowano dwa systemy lametek w jednym blaście. Większość blastów skalenia potasowego zawiera liczne wrostki różnych minerałów. Najczęściej spotykane są wrostki plagioklazów od zupełnie drobnych — 0,01 mm do przekraczających 2 mm. Wrostki te są z reguły silnie zserycytowane, zwłaszcza w partiach jądrowych. Pozbawione wrostków serycytu obwódki wykazują skład albitu (4—7% an.). Powstanie bardzo licznych

wrostków tego minerału jest rezultatem wzrostu skalenia potasowego kosztem plagioklazu. Proces ten można prześledzić obserwując strukturę powstające na granicy obydwu skaleni. W początkowej fazie skaleni potasowy tworzy zatokowe wypustki w jednolitych blastach plagioklazu. W miarę postępu tego procesu cały prawie blast plagioklazu zostaje zastąpiony mikroklinem z wyjątkiem małych, okrągławych najczęściej reliktyw tworzących wrostki. W sporadycznych przypadkach równoległe ułożenie lametek bliźniaczych w grupie kilku albo kilkunastu wrostków pozwala przypuszczać, że należały one do jednego blastu tego minerału.

W przeciwieństwie do zjawisk uprzednio opisanych, struktury myrmekitowe na granicy obydwu skaleni obserwuje się rzadko. Wykształcone są one na ogół wyraźniej na pograniczu większych blastów plagioklazu ze skalaniem potasowym, natomiast na pograniczu wrostków plagioklazu w mikroklinie tworzą one cienkie tylko obwódki. W kilku przypadkach obserwowano przerosty wermikularnego kwarcu w skaleniu potasowym, co wskazuje na absorbcję albo zastąpienie myrmekitowego plagioklazu przez rosnący blast mikroklinu.

Również na granicy skalenia potasowego i łyszczyków, szczególnie jasnego, obserwuje się zjawiska zastępowania tych ostatnich przez mikroklin. Strefy graniczne łyszczyków ze skalaniem potasowym są nieregularne, zatokowato pozazębiane. Proces powstawania wrostków łyszczyku w skaleniu potasowym wykazuje duże analogie do zjawisk towarzyszących wypieraniu plagioklazu przez mikroklin. W wielu przypadkach wrostki blaszek łyszczyków wewnątrz skalenia potasowego wykazują zgodną orientację, co sugeruje, że są to relikty jednego większego blastu. Wyżej opisane zjawiska w gnejsach kowarskich grubo laminowanych i oczkowych są mniej częste, ich wpływ na proces megablastycznego wzrostu skalenia potasowego wydaje się być podrzędny w porównaniu z wypieraniem plagioklazu przez ten ostatni.

Megablasty mikroklinu zawierają poza wrostkami plagioklazu i łyszczyków również — w znacznie mniejszych ilościach — inne składniki skały, w proporcjach podobnych do tych, w jakich minerały te uczestniczą w składzie skały.

Poza kwarcem i skaleniami do ważnych składników grubo laminowanych i oczkowych gnejsów kowarskich należą łyszczyki. Minerale te zebrane są w formie oddzielnych lamin o konturach mniej wyraźnych niż w gnejsach cienko laminowanych. W miarę wzrostu porfiroblastów mikroklinu zatarta zostaje zarówno tekstura laminarna gnejsów, jak i uporządkowanie blaszek łyszczyków. Głównym łyszczykiem jest cynamonowobrunatny bądź zielonobrunatny biotyt, miejscami schlorotytyzowany. Muskowit występuje podrzędnie albo miejscami tworzy większe skupienia.

Minerały akcesoryczne najczęściej współwystępują ze skupieniami łyszczyków. Należy tu wymienić hornblendę o wyraźnie relikto- wym charakterze. Sporadycznie spotykane drobne jej słupki, najczęściej współwystępujące z chlorytem i epidotem, stanowią produkty rozkładu tego minerału. Apatyt tworzy długie automorficzne słupki przetykające gęsto blaszki biotyту. Również inne minerały akcesoryczne: magnetyt, allanit, cyrkon, występują jako wrostki albo inkrustują brzegi blaszek jak również powierzchnie łupliwości 0001 w biotycie. Turmalin towarzyszy skupieniom łyszczyków, tworząc poza tym niezależne soczewkowate skupienia.

*Gnejsy homofaniczne* odpowiadają granitognejsom w podziale G. Berga (1912). Termin „struktura homofaniczna” — wprowadzony przez J. Sederholma (1923) — został w niniejszej pracy przyjęty w zrozumieniu, jakie nadał K. R. Mehnert (1962). Są to gruboziarniste masywne gnejsy (pl. II, fot. 2) wyraźnie bogatsze w kwarc i skalenie od typów opisanych poprzednio. Występują na niewielkim obszarze. Najbardziej typową odkrywką tych skał jest skałka Owczarek znajdująca się na północno-wschodnich zboczach Rudnika. Poza nią gnejsy homofaniczne znane są głównie z bloków często kilkumetrowej wielkości, występujących na północny wschód od skałki Owczarek, na południowo-zachodnich stokach Rudnika oraz sporadycznie na lewym orograficznie zboczu doliny Jedlicy, poniżej jej zbiegu z Kuźniczym Potokiem. Kontakty tych skał z innymi typami gnejsów kowarskich nie są znane. Wydaje się, że granice te są raczej przejściowe niż ostre, bowiem we wszystkich partiach granicznych znajdowano bloki grubooczkowej odmiany gnejsów kowarskich, tworzących prawdopodobnie przejścia między typem homofanicznym a oczkowym tych skał. Takie odmiany o przejściowym charakterze występują także w dolinie potoku Piszczaka, w jego górnym biegu, oraz w dużej odkrywce na zachodnim zboczu doliny tego potoku.

Relikty pierwotnej kierunkowej tekstury tych skał są czytelne wyłącznie w postaci laminarnych segregacji kwarcu, jak również szczątkowo zachowanych lamin łyszczykowych. Kwarc, poza wspomnianymi segregacjami o soczewkowatym kształcie, występuje w interstycjach blastów skaleni; w tym drugim przypadku jego ksenomorficzne blasty przekraczają niekiedy 5 mm średnicy. Minerał ten wykazuje z reguły objawy mechanicznej deformacji; często spotykane jest faliste i smużyste znikanie światła. Sporadycznie kwarc bywa zgranulowany w mozaikę.

Plagioklaz (5—12% an.) tworzy tabliczkowe blasty wykazujące objawy deformacji w postaci wygięcia, a niekiedy zuskokowania lametek bliźniaczych. Normalna budowa pasowa

spotykana jest często, partie jądrowe są albo silnie zmętniałe albo zsercytyzowane. Na granicy plagioklazu i mikroklinu obserwuje się podobne procesy jak opisane wyżej w gnejsach oczkowych. Wskazują one, że proces blastezy skalenia potasowego odbywał się kosztem plagioklazu lub łyszczyku w gnejsach homofanicznych.

Skaleń potasowy ma charakter pertytu, częściej mikroPERTYTU mikroklinowego. Dość częste są zbliżniaczenia karlsbadzkie. Rozmiary blastów tego minerału są bardzo zróżnicowane, począwszy od zupełnie drobnych, o amebowatym często pokroju, mierzących 0,5—1,0 mm, a skończywszy na dużych blastach zarówno tabliczkowych, jak i o nieregularnym zarysie około 3,5—5,5 mm długości i 1,5—3,5 mm szerokości. Najczęściej spotykane są blasty o rozmiarach pośrednich, wykazujące kształty najbardziej zbliżone do regularnych tabliczek. Liczne wrostki, głównie plagioklazu, w mniejszym stopniu biotyту przetykają blasty mikroklinu wszystkich klas wielkości; są one najczęściej spotykane w brzeźnych partiach blastów (3,0—5,5 mm).

Charakter i sposób ułożenia wrostków jest podobny jak w megablastach mikroklinu gnejsów oczkowych. Sercytyzacja wrostków plagioklazu jest w gnejsach homofanicznych wyraźnie silniejsza. W partiach centralnych dużych blastów wrostki te bywają zupełnie zmienione na agregat sercytu.

Głównym łyszczykiem tych skał jest biotyt, natomiast muskowitz występuje zupełnie podrzędnie. Biotyt tworzy skupienia równoległe ułożonych blaszek, które często nie wykazują wzajemnie równoległej orientacji. W silnie splekanych i wykazujących wyraźne znamiona katalazy gnejsach homofanicznych obserwuje się często chlorytyzację biotyту; towarzyszy jej blasteza drobnych i nieregularnych osobników kwarcu.

Gnejsy homofaniczne zawierają podobny zespół minerałów akcesorycznych, jak: gnejsy grubo laminowane i oczkowe; przeważa apatyt, natomiast turmalin występuje sporadycznie. Minerały akcesoryczne skupiają się w sąsiedztwie blaszek biotyту albo przetykają ten minerał w postaci wrostków. Skład mineralny trzech próbek odmiany grubooczkowej i homofanicznej przedstawia tabela 2 (anal. 9—11).

Aplity są rzadką odmianą skalną znaną tylko z obszaru występowania gnejsów homofanicznych. Są to skały masywne bądź z niewyraźnie zaznaczoną kierunkowością gnejsową. Skalenie — mikroklin lub albit (3—8% an.) — są głównymi składnikami tych skał. Przeciętna wielkość blastów skalenia wynosi  $\leq 1,5$  mm. Kwarc jest składnikiem podrzędnym, tworzy on miejscami monomineralne segregacje o soczewkowatym kształcie. W aplitach występuje zarówno biotyt, jak i jasny łyszczyk. Minerałami

akcesorycznymi tych skał są: szerlit, magnetyt, apatyt, sporadycznie cyrkon i granat.

Jakkolwiek w chwili obecnej autor dysponuje niewielką ilością danych dotyczących apli-tów, ze względu na rzadkość tych skał na obszarze badań, wydaje się, że ich genezy nie należy łączyć z późnymi etapami krystalizacji magmy granitowej, jak czynił to G. Berg (1912). Ich tekstura i struktura wskazują raczej na metasomatyczne pochodzenie tych skał.

### Problem gnejsów z Małej Upy

Pod tą nazwą były przez G. Berga wyróżnione skały występujące na obszarze ograniczonym do partii szczytowej i północnych stoków Łysociny (1187 m). Badacz ten zaliczał je dawniej do „grupy łupku łyszczkowego” (Berg 1912), natomiast później do „grupy gnejsu pa-czyńskiego” (Berg 1940). We wszystkich swoich opracowaniach G. Berg zwraca uwagę na paragnejsowy charakter tych skał. J. H. Teisseyre (1971) skały te zaliczył do grupy gnejsów z Kowar, wskazując na istnienie podobnych odmian w towarzyszących tej jednostce skałach łupkowych.

Nowe badania przeprowadzone na materiałach zebranych na obszarze występowania tzw. gnejsów z Małej Upy, w okolicy szczytu Łysocina (1187 m), wskazują, że skały te nie są peryferyjną, paragnejsową odmianą gnejsów karkonoskich<sup>8</sup>, występujących w dolinie Upicy. Wschodnie gnejsów z Małej Upy (*sensu* Berg) oraz gnejsów karkonoskich są na południe od szczytu Łysocina rozdzielone uskokiem (por. Geologiczna Mapa ČSSR, List Libeřec); jest to fragment dużej dyslokacji Jarkowice, Krowia Góra (czes. *Kravi Hora*, 1070 m). Badania petrograficzne gnejsów z Małej Upy wykazały, że skały te nie różnią się od leptynitów występujących na zachodnich stokach Borowej (1055 m), a należących do formacji łupków z Czarnowa. Również łupki towarzyszące gnejsom z Małej Upy nawiązują swym charakterem do skał formacji z Czarnowa. Wydaje się zatem, że wyróżnianie w dalszym ciągu gnejsów z Małej Upy jako oddzielnego typu skalnego oraz łączenie tych skał z wystąpieniami gnejsów karkonoskich nie ma podstaw. Będą one dalej opisywane jako leptynity stanowiące składnik formacji łupków z Czarnowa.

### Charakter petrograficzny pierwotnego zespołu skalnego

Relikty pierwotnego zespołu skalnego są w grupie z Kowar zachowane przede wszystkim w formie wkładek skał łupkowych oraz skał należących do formacji rudonośnej z Podgórze.

<sup>8</sup> Gnejsy karkonoskie, odpowiednik gnejsów kowarskich w terminologii geologów czeskich.

Są to łupki, marmury, skały wapienno-krzemianowe i amfibolity.

Skały łupkowe grupy z Kowar składają się głównie z łyszczków i kwarcu. Występujący w nich często granat wiąże zapewne nadmiar glinu, natomiast udział skaleni jest mniejszy niż w otaczających je gnejsach. Dotyczy to przede wszystkim skalenia potasowego, którego często w skałach łupkowych brak. Łupki leptytowe zasobne w ten skałen są odmianą stosunkowo rzadką. Taki skład mineralny pozwala przypuszczać, że skały te powstały raczej z łupków ilastych i mułowców niż z szarogłazów i arkoz. Łupki leptytowe odpowiadają swoim składem mineralnym silnie potasowym keratofiom lub spokrewnionym z nimi skałom piroklastycznym.

Marmury pochodzą niewątpliwie ze skał, których pierwotny charakter nie daje się jednak odtworzyć ze względu na zupełne zatarcie pierwotnych cech strukturalnych i teksturalnych. Stowarzyszone z nimi skały wapienno-krzemianowe mają niejednorodną genezę, częściowo są to skały powstałe z margli lub wapieni zawierających domieszki krzemionki, czy też materiału piroklastycznego; powstały one częściowo z wapieni na drodze procesów skarnizacji (Mochnacka 1967). Skały amfibolowe uważane przez G. Berga (1912, str. 61—62) za skały pochodzące wyłącznie ze zmetamorfizowanych diabazów i ich tufów są przynajmniej częściowo paraamfibolitami (Mochnacka 1967).

Na uwagę zasługuje podobieństwo struktury, tekstury i składu mineralnego skał amfibolowo-piroksenowych formacji rudonośnej do odmiany piroksenowej amfibolitów smużystych, należących do formacji łupków z Czarnowa. Te ostatnie były uważane za paraamfibolity (J. H. Teisseyre 1968a), ostatnio zaś za zespół mieszany spilitowych tufów ze skałami węglanowymi (Narębski 1968; J. H. Teisseyre 1968c, 1971).

Szereg obserwacji dowodzi, że granityzacja, z którą wiąże się powstanie gnejsów kowarskich, miała charakter wybiórczy. Proces ten w pierwszym rzędzie obejmował skały najbardziej podobne swym składem mineralnym i chemicznym do granitoidów. W skałach grupy z Kowar przeważają gnejsy wykazujące niekiedy daleko posuniętą homogenizację (odmiany gruboczkowe i homofaniczne). Świadczy to zarówno o wielkiej intensywności procesów granityzacyjnych, jak również o przewadze szarogłazów i zbliżonych typów skał w pierwotnym zespole skalnym. Grubsze pakiety skał gnejsowych izolują od siebie węższe strefy zbudowane z łupków, amfibolitów, marmurów i skał wapienno-krzemianowych nie wykazujących znamion granityzacji. Zarówno zespoły skał gnejsowych, jak i wkładki skał nie zgranityzowanych dają się prześledzić w obrazie intersekcyjnym. Pozwala to odtworzyć w sposób

dość dokładny zmienność pionową grupy z Kowar (fig 6). Taka rekonstrukcja pierwotnego następstwa ogniwi litologicznych odpowiada *ghost stratigraphy* geologów anglosaskich. Jest to relikty — „cień” — uławiczenia pierwotnej serii skalnej. Z porządku i miąższości poszczególnych ogniwi litologicznych, będących składowymi takiej „kolumny stratygraficznej”, nie można wyciągnąć dalej idących wniosków do-

tyczących następstwa stratygraficznego, jak i też inicjalnej miąższości warstw serii pierwotnej.

#### GRUPA RUDAW JANOWICKICH

Grupa Rudaw Janowickich jest dużą jednostką litostratygraficzną złożoną ze zmetamorfizowanych skał osadowych, piroklastycznych, żyłowych i wulkanicznych, a być może także subwulkanicznych lub hipabisalnych. Ten bardzo złożony zespół skalny złączony jest kilkoma cechami wspólnymi. Należy prawdopodobnie do jednego geosynkinalnego cyklu rozwojowego, wykazując podobny rozwój tektoniczny i metamorficzny. Jakkolwiek komplikacje tektoniczne badanego regionu są bardzo duże, a rozwój metamorfizmu przebiegał w kilku etapach, procesy te nie zatarły w zupełności wielu pierwotnych cech tego zespołu. Analiza reliktyw pozwala ustalić w wielu przypadkach charakter pierwotnego materiału skalnego. Rekonstrukcje takie łącznie ze szczegółowymi obserwacjami terenowymi pozwalają odtworzyć w przybliżeniu pierwotne następstwo warstw, w przeciwieństwie do skał grupy gnejsów z Kowar, w których rekrytalizacja i procesy metasomatyczne zatarły w znacznym stopniu pierwotne struktury, tekstury, a nawet skład chemiczny.

Dla regionalnych badań sprawą podstawowej wagi jest rozstrzygnięcie czy dwie wyróżnione wyżej grupy: gnejsowa z Kowar oraz Rudaw Janowickich, stanowią jeden kompleks litologiczny, którego zróżnicowanie nastąpiło wskutek procesów metamorficznych działających na głębsze strukturalnie elementy silniej i w odmienny nieco sposób, czy też te dwie duże jednostki litostratygraficzne stanowią zespoły o całkowicie odrębnej strukturalnej i metamorficznej historii. Problemu tego nie udało się jak dotychczas definitywnie rozwiązać. Charakter samego kontaktu obydwu wyróżnionych grup jest nie znany. Również próby zbadania za pomocą wkopów tej granicy nie przyniosły pożądanego rezultatów. Z tych względów postawione wyżej pytania należy na razie pozostawić bez odpowiedzi. Prawdopodobnie rozwiązanie tego problemu, oparte na rozumowaniu pośrednim, autor podaje w końcowym rozdziale niniejszej pracy.

#### Formacja łupków z Czarnowa

Termin — formacja łupków z Czarnowa — został wprowadzony przez autora (J. H. Teisseyre 1971). Odpowiada on w przybliżeniu grupie łupku łyszczykowego G. Berga (1912) oraz serii niedamirowskiej M. i J. Szalama-chów.

Wychodnia formacji łupków z Czarnowa rozciąga się pasem o długości ponad 22 km i o

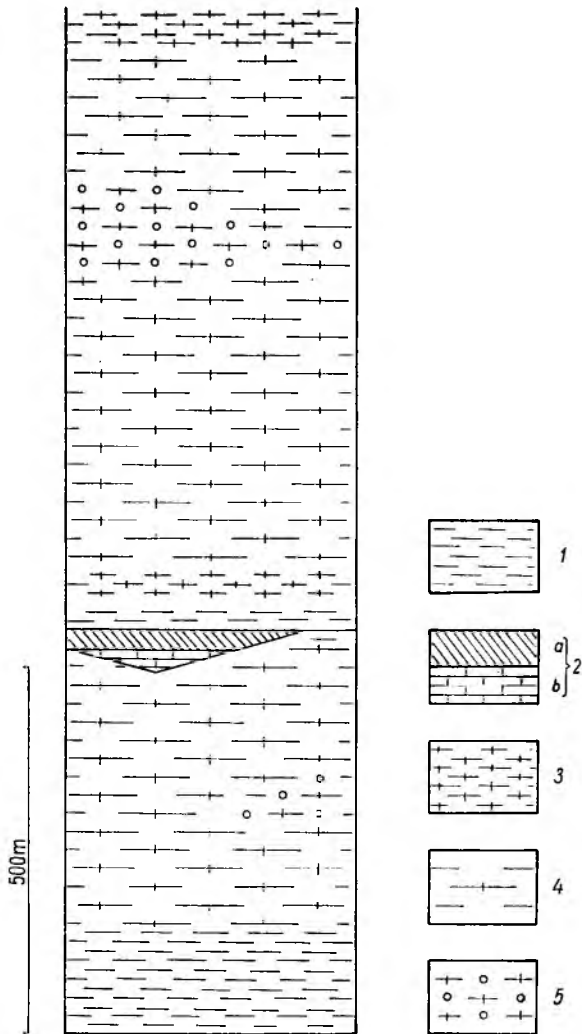


Fig. 6

Schematyczny profil litostratygraficzny grupy gnejsów z Kowar

1 — łupki łyszczykowe, 2 — skały formacji rudonośnej z Podgórze: a — łupki, skały wapienno-krzemianowe i amfibolity, b — marmury; 3 — gnejsy cienko laminowane, 4 — gnejsy grubo laminowane i oczkowe, 5 — gnejsy grubooczkowe i homofaniczne

Generalized lithological section through the Kowary Gneiss Group (ghost stratigraphy)

1 — mica schists, 2 — rocks of Podgórze Ore-bearing Formation: a — schists, lime-silicate rocks and amphibolites, b — marbles; 3 — fine laminated gneisses, 4 — coarse laminated gneisses and augen gneisses, 5 — coarse augen and homophanic gneisses



bardzo zmiennej szerokości, od kilkuset metrów w okolicy Przełęczy Kowarskiej do około 2 km w Grzbiecie Lasockim. Jest ona ograniczona na północy przez główny uskoki śródsudecki, na południu między Niedamirowem a północnymi zboczami Łysociny przechodzi przez granicę państwa.

Odpowiednikiem formacji łupków z Czarnowa jest na terytorium Czechosłowacji (Góry Rychorskie) zespół złożony z fyllitów, zawierający w części podstawowej wkładki metalidytów oraz obfitujący w pigment grafitowy. W górnej części omawianego zespołu występują soczewki marmurów, którym towarzyszą łupki chlorytowo-albitowe, kwarcyty i porfirydy. Skałom tym przypisują geolodzy czeski wiek odpowiadający najwyższemu ordowikowi oraz dolnemu i środkowemu sylurowi (galla — taranon, ludlow lub nawet dolny wenlok). Podstawą do przypisywania tym skałom wieku ordowicko-sylurskiego są analogie litologiczne z regionu Żelaznego Brodu, gdzie skały te mają datowania paleontologiczne (Perner 1919; Kolicha 1929; Watznauer 1939; Chlupač 1953; Chaloupský 1963). Skały ordowicko-sylurskie Gór Rychorskich są poznane dość szczegółowo dzięki licznym pracom geologów czeskich (Chaloupský 1958, 1963, 1965; Dudek i Fediuk 1954; Domečka 1964, Fediuk 1958; Kodym i Svoboda 1948a i b, 1949a, Maška 1950; Prokop 1950; Tasler 1950).

Formacja łupkowa z Czarnowa wykazuje na obszarze badań dość duże zróżnicowanie. Związane jest ono zapewne zarówno z pierwotną zmiennością facjalną tego zespołu skalnego, efektami metamorfizmu, jak i deformacjami tektonicznymi. Z przyczyn podanych autor w swojej poprzedniej pracy jako typowy obszar dla tej formacji wybrał okolice Czarnowa. Wykształcenie formacji łupkowej na tym obszarze łączy cechy charakterystyczne dla jej rozwoju zarówno w Rudawach Janowickich, jak i w Grzbiecie Lasockim. Niżej zostanie omówiony oddzielnie rozwój formacji łupkowej z Czarnowa w Rudawach Janowickich i w Grzbiecie Lasockim w celu podkreślenia lokalnych różnic w jej rozwoju, natomiast poszczególne ogniwa litostratygraficzne zostaną opisane od najmłodszych ku najstarszym:

- górne amfibolity smużyste,
- górne łupki łyszczykowe z leptynitami,
- dolne amfibolity smużyste z marmurami,
- dolne łupki łyszczykowe z wkładkami łupków grafitowych w spagu.

#### Rozwój formacji łupkowej z Czarnowa w Rudawach Janowickich

##### Dolne łupki łyszczykowe

Ogniwo dolnych łupków łyszczykowych wykazuje w Rudawach Janowickich przeciętną

miąższość około 100—150 m. Ze względu na bardzo złe odkrycie skał tego ogniwa nie można było w pełni ocenić wpływu czynników tektonicznych (wielokrotne sfałdowanie, wytłoczenia tektoniczne) na szerokość ich wychodni. Uwagi te odnoszą się także do podanych niżej miąższości innych ogniów formacji łupkowej z Czarnowa.

*Łupki grafitowe* z wkładkami kwarcytów grafitowych stanowią prawdopodobnie najniższą część omawianego ogniwa. Skał tych nie znaleziono na północ od środkowej części wsi Mniszków, gdzie ich wychodnia obcięta jest prawdopodobnie przez granit. Ich miąższość w tym regionie nie przekracza 10—15 m. Łupki grafitowe są skałami złożonymi głównie z łyszczyków (w przewodzie biotyt), którym towarzyszy kwarc, sporadycznie skalenie (głównie albit); składnikami akcesorycznymi są grafit, tlenki żelaza i piryty. Skałom tym towarzyszą wkładki czarnych kwarcytów o grubości najczęściej 3,5 do 10,0 cm, sporadycznie dochodzące do 30 cm. Są to skały prawie monomineralne złożone z pozazębionych blastów kwarcu z podrzędnymi ilościami serycytu i minerałów nieprzezroczystych (tab. 3, anal. 16, 17). Albit występuje sporadycznie. Nieprzezroczyste minerały ułożone są w smugi równoległe do granic litologicznych wkładek, jest to głównie grafit (sześcioboczne blaszki widoczne pod bardzo silnymi powiększeniami), podrzędnie także magnetyt. Zarówno łupki grafitowe, jak i towarzyszące im kwarcyty, mimo występowania w bliskim sąsiedztwie kontaktów z granitem Karkonoszy, wykazują niewielkie zmiany wywołane jego termicznym oddziaływaniem. Brak tu na ogół tekstury hornfelsowej, a zmiany w składzie mineralnym ograniczają się do sporadycznego występowania andalazytu (tab. 3, anal. 14, 15).

Efekty metamorfizmu termicznego są wyraźnie widoczne w wyżej leżących łupkach, w których można wyróżnić strefę hornfelsową. W rejonie Miedzianki szerokość wychodni tej strefy wynosi około 700 m, natomiast w okolicach Grzędzin nie więcej niż 250 m.

*Hornfelsy* są głównym typem skalnym występującym w strefie termicznego oddziaływania granitu Karkonoszy. Skały te charakteryzuje tekstura granoblastyczna (hornfelsowa), z zachowanymi dość często relikami tekstury łupkowej, widocznej dzięki alternacji lamin o odmiennym składzie mineralnym. Łyszczyki (w przewodzie brunatny biotyt) są głównymi składnikami tych skał, natomiast skałen potasowy i plagioklaz (14—35% an.) nie występują zupełnie lub miejscami pojawiają się w nieznacznych ilościach. Składnikiem powszechnie występującym jest andalazyt, natomiast kordieryt w stanie mało rozłożonym obserwowano wyłącznie w środkowej i południowej części Rudaw Janowickich. W hornfelsach występują-

Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek skał formacji  
Modes of representative samples of the Czarnów Formation rocks,

Nr analizy Analysis No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed thin sections	Kwarc Quartz	Skaleń potasowy Kalifelspar	Plagioklaz Plagioclase	% an. w plagioklazie An. % in plagioclase	Muskowit Muscovite	Biotyt Biotite	Chloryty Chlorites	Otreilit Ottrelite	Andaluzyt Andalusite	Kordieryt Cordierite
Leptynyty i kwarcyty												
1	AZ 7 F	1	43,8	40,7	—	—	5,7	2,7	—	—	4,1	—
2	JT 424 A	1	36,5	51,8	—	—	5,1	2,0	—	—	4,4	—
3	JT 88 A	1	40,3	94,7	5,4	18—22	2,0	1,1	—	—	0,7	—
4	JT 684 A	1	63,7	—	—	—	34,1	—	1,7	—	—	—
5	JT 585 B	1	66,2	—	1,3	5—7	31,2	1,0	—	—	—	—
6	JT 511/S	1	58,8	31,0	5,4	8—12	4,0	0,8	—	—	—	—
Łupki łyszczykowe												
7	JT 10 B	1	53,5	—	8,2	20—25	24,7	11,8	++	—	0,3	—
8	JT 310/SB	1	54,3	10,0	12,6	18—20	6,3	12,9	++	—	2,6	—
9	JT 517 B	1	35,3	—	2,7	ab	41,1	—	16,2	1,4	—	—
10	JT 345/S	1	12,0	—	2,3	ab	61,8	15,3	8,3	—	—	—
11	JT 850	1	48,0	—	6,9	ab	42,7	2,2	—	—	—	—
12	JT 876x	1	10,1	—	22,0	< 5	50,4	14,0	1,6	—	—	—
Łupki grafitowe												
13	JT 590	1	35,6	—	++	?	44,5	9,3	5,9	—	++	—
14	JT 400/S	1	9,3	—	3,7	< 7	69,2	10,8	3,8	—	++	—
15	JT 725/x	1	52,2	—	4,8	< 5	31,2	—	8,8	—	—	—
Kwarcyty grafitowe												
16	JT 710 x	1	77,0	—	0,2	?	6,4	—	4,6	—	—	—
17	JT 650 x	1	94,0	—	—	—	3,0	—	++	—	—	—
Hornfelsy												
18	JT 111 A	1	23,9	16,0	13,0	30	11,3	10,5	—	—	9,2	11,9
19	JT 388 A	1	17,4	8,5	8,0	34	14,7	6,5	0,3	—	6,4	22,0

Objaśnienia skrótów i symboli: AZ — kolekcja, A. Zeniuk (1960), JT — kolekcja  
Explanations of symbols and abbreviations: AZ — A. Zeniuk collection,

cych w tym regionie stanowi on jeden z głównych minerałów skalotwórczych. Natomiast w okolicach Miedzianki obserwuje się często pseudomorfozy po tym mineralu. Głównymi minerałami akcesorycznymi hornfelsów są magnetyt i turmalin, sporadycznie występują: spinel i granaty (tab. 3, anal. 18 i 19).

Łupki łyszczykowo-kwarcowe (tab. 3, anal. 7 i 8) zawierają segregacje kwarcowe grubości 2,5—3,0 cm, występujące w tych łupkach powszechnie, miejscami mają one charakter struktur prętowych. Kwarc i łyszczyki stanowią około 80—90% obj. skały, skalenie występują

sporadycznie. W północnej części Rudaw Janowickich udział tych minerałów przekracza miejscami 20% obj. (tab. 3, anal. 8). Odmianę bogatą w skalenie, którą ze względu na skład mineralny należałoby nazwać gnejssem, zaliczono do łupków ze względu na właściwości teksturalne.

Łupki łyszczykowo-kwarcowe zawierające andaluzyt oraz sporadycznie pseudomorfozy po kordierycie są odmianą przejściową od skał nie wykazujących zmian metamorfizmu termicznego do typowych hornfelsów. Skały takie wykazują szczególnie szerokie rozprzestrzenienie w północnej części Rudaw Janowickich.

Tabela 3

z Czarnowa, część I (leptynity, kwarcyty, łupki łyszczykowe)  
part I (leptynites, quartzites and mica schists)

Pinit Pinite	Epidoty Epidotes	Granat Garnet	Turmalin Tourmaline	Apatyt Apatite	Kalcyt Calcite	Tytanit Sphene	Nieprzezroczyste Opaque min.	Nie oznaczone Non identified	Lokalizacja Locality
Leptynites and quartzites									
—	—	—	—	—	—	—	—	—	Janowice Wielkie
—	—	—	—	—	—	—	0,2 m	—	Miedzianka
—	—	0,3	—	—	—	—	0,5 m	—	Rędziny
—	—	—	—	—	—	—	0,5 m	—	Sulica (948 m), północne zbocza
—	—	—	—	—	—	—	0,3 m	—	Droga Rozdroże Kowarskie — Przełęcz Okraj
—	—	—	—	—	—	—	++	—	Łysocina (1077 m), północne zbocza
Mica schists									
—	—	—	0,3	—	—	—	1,2	—	Janowice Wielkie (przekop kolejowy)
—	—	—	++	—	—	—	1,3 m	—	Mniszków (stare zwały)
—	0,6	—	0,4	—	—	0,8	1,4 m	—	Na SE Przełęczy Kowarskiej (737 m)
—	—	—	—	—	—	—	0,3 m	—	Sulica (948 m), zachodnie stoki
—	—	—	—	—	—	—	0,2 m	—	Borowa (1055 m)
—	—	—	—	0,1	—	—	1,8 p	—	Źródlika Białego Strumienia
Graphite schists									
—	—	—	++	—	—	—	4,8 g	—	Sulica (948 m), północno-zachodnie stoki
—	—	—	+	—	—	—	3,2 g	—	Wielki Wolek (877 m), wschodnie stoki
—	—	—	—	—	—	—	3,0 g	—	Dzicza Góra (891 m), południowe stoki
Graphite quartzites									
—	—	—	+	—	0,6	—	11,2 g	—	Czarnów
—	—	0,1	—	—	—	—	2,9 g	—	Wschodnie zbocza Jeleniej Strugi
Hornfelses									
2,2	—	—	0,5	—	—	—	1,5 m	—	Grzędziny
13,1	0,6	—	0,3	—	—	—	1,2 m	—	Miedzianka

autora; ++ < 0,1%, + < 0,01%; h — hematyt, m — magnetyt, p — piryt, g — grafit.

JT — present author collection; ++ < 0.1 per cent, + < 0.01 per cent; h — hematite, m — magnetite, p — pyrite, g — graphite.

Odmiana składająca się przeważnie z łyszczyków z podrzędnym kwarcem występuje dość rzadko głównie w jądrze fałdu Orliny.

„Migmatyty” są szczególnym typem skalnym znanym tylko z dużych luźno leżących bloków (stare zwały w Mniszkowie, południowe stoki Bielca). Wykazują one strukturę stromatyczną lub flebitową (*sensu* Mehnert 1962). Złożone są z warstewek lub nieregularnych strzępów skał o charakterze hornfelsów lub łupków (melanosom), alternujących z wyraźnie jaśniejszymi frakcjami skalnymi o składzie i teksturze aplitu (leukosom). Brak jakichkolwiek odkry-

wiek tych skał utrudnia bardzo odniesienie procesów ich migmatyzacji do bliżej określonego etapu ewolucji skał metamorficznych Rudaw Janowickich.

#### *Dolne amfibolity smużyste z marmurami*

Ogniwo to w przybliżeniu odpowiada dawniej wydzielanym jednostkom litologicznym, jak: dolne łupki diorytowe (Websky 1853), dolne amfibolity diopsydonośne (Berg 1938) oraz „niższe amfibolity” (J. H. Teisseyre 1968a).

*Amfibolity smużyste* stanowiące większą

Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek skał formacji z Czarnowa, część II  
 Modes of representative samples of the Czarnów Formation rocks part II (stripe)

Nr analizy Analysis No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed thin sections	Kwarc Quartz	Plagioklaz Plagioclase	% an. w plagioklazie An. per cent	Muskowit Muskovite	Biotyt Biotite	Chloryt Chlorite	Serpentyny Serpentine	Forsteryt Forsterite	Granat Garnet	Hornblenda Hornblende	Aktynolit (tremolit) Actinolite (Tremolite)
Amfibolity smużyste i erlany													
1	JT 492 A	2	—	12,4	9—14	—	—	—	—	—	—	47,8	—
2	JT 504	2	—	28,4	9—12	—	—	—	—	—	—	20,5	—
3	JT 26	3	—	13,2	20—27	—	—	—	—	—	—	66,3	—
4	JT 112	2	—	20,7	12—15	—	—	—	—	—	—	44,5	—
5	JT 24 G	3	—	25,2	25—30	—	—	—	—	—	—	50,0	—
6	JT 386	3	—	35,5	27—35	16,2	31,7	++	—	—	—	15,3	—
7	JT 49 F	2	—	29,0	30—35	—	—	—	—	—	24,5	13,0	—
8	MB 138 A	—	—	15,4	~76	0,7	—	—	—	—	9,7	43,9	—
9	MB 138 B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,9	36,8	—
10	MB 141	—	—	4,7	~76	—	—	—	—	—	—	31,9	—
Odpowiedniki amfibolitów smużystych w Grzbiecie Lasockim (amfibolity Equivalents of the stripe amphibolites in the Grzbiet Lasocki (Feldspar													
11	JT 615 B	2	—	45,5	8—12	—	—	—	—	—	—	46,5	—
12	JT 561 A	1	8,2	20,0	<7	++	—	28,2	—	—	—	—	14,3
13	JT 597 A	1	3,7	32,3	3—7	1,1	—	37,3	—	—	—	—	—
14	JT 775 A	1	1,1	23,6	2—6	3,3	—	21,8	—	—	—	—	—
Marmury													
15	JT 82 A	2	—	—	—	1,4	—	—	0,4	0,3	—	—	—
16	JT 99	7	—	—	—	0,7	—	—	2,6	1,5	0,9	—	—
17	JT 84 A	2	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	(2,3)
18	JT 85 A	2	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	(1,5)
19	JT 555 A	2	—	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	(1,7)
20	JT 596 A	2	1,8	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—

Objaśnienia skrótów i symboli: JT — kolekcja autora, MB — kolekcja M. Borkowskiej (1966); ++ < 0.1%, + < 0,01%; liczby oznaczające procenty ujęte w nawias odnoszą się do minerałów, których nazwy ujęto w nawiasy w nagłówkach kolumn; h — hematyt, m — magnetyt, p — piryt.

Tabela 4

(amfibolity smużyste i erlany, ich odpowiedniki w Grzbiecie Lasockim oraz marmury)  
amphibolites and erlans, their equivalents in the Grzbiet Lasocki also marbles)

Diopsyd — Salit Diopside — Salite	Epidoty Epidotes	Kalcyt Calcite	Dolomit Dolomite	Wezuwian Idiocrase	Tytanit (Leukoksen) Sphene (Leucosxene)	Skapolit Scapolite	Preinit Prehnite	Apatyt Apatite	Nieprzezroczyście Opag. min.	Nie oznaczone Nonidentified	Lokalizacja Lokality
<b>Stripe amphibolites and erlans</b>											
19,6	17,0	—	—	—	1,0	—	+	—	2,2	—	Na W od Wieściszowic
18,4	30,3	++	—	—	1,5	—	—	—	1,1	—	Na W od Wieściszowic
15,3	—	—	—	1,2	0,9	—	—	0,4	2,7	—	Na S od Orliny
22,3	9,4	—	—	—	2,7	—	—	—	1,4	—	Na N od Grzędzin
20,1	—	—	—	—	1,1	—	—	—	2,6	—	Na NE od Miedzianki
—	++	—	—	—	(++)	—	—	—	0,9	—	Mniszków
31,9	—	—	—	—	++	—	—	—	1,6	—	Miedzianka
36,4	—	—	—	—	1,9	20,6	1,6	—	—	—	Na E od Dziczej Góry (891 m)
30,7	—	1,4	—	—	1,1	—	—	—	0,1	—	
37,1	—	—	—	—	—	—	10,0	0,1	—	—	
<b>skalenioawe, łupki chlorytowo-skalenioawe i chlorytowo-węglanowe) amphibolites, feldspar chlorite schists and chlorite-carbonate schists)</b>											
—	4,9	—	—	—	(1,6)	—	—	—	1,2	0,3	Na NW od Leszczyńca
—	21,7	5,4	—	—	(1,1)	—	—	—	1,1	—	Rozdroże Kowarskie
—	4,8	19,3	—	—	(1,4)	—	—	—	1,0	0,2	Dolina Złotego Potoku
—	14,8	33,5	—	—	(0,8)	—	—	—	1,1	—	Niedamirów, Góra Kalwaria
<b>Marbles</b>											
—	—	1,8	96,1	—	—	—	—	—	—	—	Grzędziny (stary kamieniołom)
—	—	19,5	64,5	—	—	—	—	—	0,3	—	Grzędziny (duży kamieniołom)
—	—	45,5	50,2	—	—	—	—	—	0,3	—	Czarnów (kamieniołom północny)
—	—	23,6	74,4	—	—	—	—	—	0,2	—	Czarnów (kamieniołom południowy)
—	—	17,3	78,5	—	—	—	—	—	0,3	—	Leszczyniec
—	—	95,4	—	—	—	—	—	—	0,4	—	Jarkowice (kamieniołom w dolinie Złotego Potoku)

Explanations of symbols and abbreviations: JT — present author's collection, MB — M. Borkowska (1966) collection; ++ < 0.1 per cent, + < 0.01 per cent; numbers in parantheses refer to minerals in parantheses in respective column heads; h — hematite, m — magnetite, p — pyrite.

część skał opisywanego ogniwa są zespołem o dość zmiennym składzie mineralnym (tab. 4, anal. 3, 4, 6, 8—10). Można w nich wyróżnić kilka odmian, których wspólną cechą jest wyraźna alternacja lamin. Laminy te o ostrych najczęściej granicach charakteryzuje kontrastowo odmienny skład mineralny. Podobne cechy teksturalne wykazują towarzyszące amfibolitom smużystym skały wapienno-krzemianowe — erlany.

Piroksenowe amfibolity smużyste stanowią odmianę najczęściej spotykaną w opisywanym ogniwie. Składają się one z naprzemianległych lamin barwy ciemnoszaro-zielonej o niebieskawym odcieniu, o grubości najczęściej 5—25 mm, sporadycznie nawet 3 dcm, oraz jasnoszaro-zielonych o grubości 3—7 mm, sporadycznie do 3 cm. Laminy te będą dalej określane jako ciemne i jasne.

Skład lamin ciemnych jest dość monotony. Są one złożone głównie z włóknistej hornblendy zwyczajnej z przejściami do aktynolitowej o dość zmiennych własnościach optycznych. Dotyczy to zarówno schematu pleochroizmu tego minerału ( $\alpha$  = bladezielony do bladeżółto-zielonego,  $\beta$  = bladezielony do trawiaszzielonego,  $\gamma$  = jasnotrawiaszzielony do szmaragdowego), jak i  $z/\gamma = 15\text{--}20^\circ$ , sporadycznie do  $25^\circ$ . Hornblendy wykazująca pleochroizm w odcieniach niebieskozielonych występuje sporadycznie, jest ona związana prawdopodobnie ze stosunkowo późnymi przemianami tych skał. Drugim co do liczebności lamin ciemnych jest plagioklaz (3—7% an., sporadycznie do 15%). Podrzedną rolę odgrywają minerały z szeregu klinozoizyt — epidot zwyczajny, w wielu miejscach brak ich zupełnie. Głównym minerałem akcesorycznym jest magnetyt, towarzyszy mu leukoksen w zmiennych proporcjach, ilmenit występuje rzadko.

Laminy jasne składają się głównie z piroksenu szeregu diopsyd — hedenbergit i plagioklaz. Piroksen jest najczęściej diopsydem bezbarwnym ( $2V\gamma = 58\text{--}60^\circ$ ,  $z/\gamma = 38\text{--}40^\circ$ ). Salit i ferrosalit, wykazujące słabe zabarwienie w tonach bladezielonych ( $2V\gamma = 56\text{--}59^\circ$ ,  $z/\gamma = 40\text{--}43^\circ$ ), stowarzyszone są z reguły z andradytem i występują dość rzadko. Plagioklaz wykazuje dość duże zróżnicowanie składu 20—55% an., osiągając sporadycznie nawet 75% an. (Borkowska 1966). W pobliżu kontaktu z granitem Karkonoszy obserwuje się lokalną skapolityzację plagioklaz, opisaną po raz pierwszy przez M. Borkowską (1966).

Opisywana odmiana amfibolitów smużystych łączy się ciągłymi przejściami ze skałami wapienno-krzemianowymi. W strefie przejściowej występują — oprócz wymienionych wyżej minerałów — kalcyt i wezuwian, a andradyt jest głównym minerałem skałotwórczym.

Biotytowe amfibolity smużyste są prawdopodobnie genetycznie niejednorodną odmianą skal-

ną. Skały tej odmiany występują między Janowicami Wielkimi a Miedzianką. Są one złożone: z cynamonowoczerwonego biotyту, hornblendy, plagioklaz, kwarcu; sporadycznie występują: pirokseny (diopsyd — salit), aktynolit, skałen potasowy, klinozoizyt lub epidot oraz węglany. Mineralami akcesorycznymi tych skał są tlenki żelaza.

Biotytowa odmiana amfibolitów smużystych, znana z regionu Mniskowa (tab. 4, anal. 6), wykazuje wyraźną alternację lamin o składzie: biotyt — ływczyk jasny — epidot — leukoksen, z laminami aktynolitowymi zawierającymi plagioklaz i akcesorycznie leukoksen. Opisane wyżej skały są prawdopodobnie odmianą przejściową między łupkami ływczykowymi a piroksenową odmianą amfibolitów smużystych. Natomiast biotytowe amfibolity smużyste z okolic Janowic Wielkich i Miedzianki są prawdopodobnie produktem metasomatycznej przeróbki odmiany piroksenowej. Metasomatoza ta jest związana prawdopodobnie z oddziaływaniem granitu Karkonoszy.

*Erlany granatowo-piroksenowe* (tab. 4, anal. 7 i 9) są zbudowane z alternujących lamin złożonych głównie z andradytu, któremu towarzyszy w ilościach podrzędnych aktynolit i piroksen szeregu salit — ferrosalit, oraz lamin złożonych głównie z piroksenu z podrzedną hornblendą, plagioklazem (30—75% an.) i sporadycznie występującymi: biotytem, chlorytem i kalcytem. Mineralami akcesorycznymi erlanów są tlenki żelaza i tytanu. Odmiana erlanów zawierających znaczne ilości biotyту stanowi przejście do łupków ływczykowych. Natomiast inna, wykazująca znaczną zawartość kalcytu, pojawia się często w najbliższym sąsiedztwie marmurów dolomitycznych bądź w ich przedłużeniu. Odmiana bogata w kalcyt stanowi przejście do opisywanych wyżej skał węglanowych.

*Marmury dolomityczne z Grzędzin* tworzą soczewkowate wkładki marmurów, które w środkowej i południowej części Rudaw Janowickich towarzyszą spagowi dolnych amfibolitów smużystych, wykazują największą miąższość w kamieniołomie w Grzędzinach. Między marmurami a amfibolitami smużystymi istnieje strefa przejściowa, w której występują erlany wszystkich wyżej opisanych odmian i łupki węglanowo-ływczykowe. Te ostatnie występują również w spagu soczewek marmurów, tworząc przejście do skał ogniwa dolnych łupków ływczykowych.

Marmury występujące w Grzędzinach są skałami o teksturze masywnej, w przypadku znacznej domieszki krzemianów brekcjowej. W partiach brzeźnych widoczna jest także lokalnie tekstura laminarna. Głównym składnikiem marmurów jest dolomit, tworzy on mozaikę drobnych, na ogół poniżej 0,1 mm granoblastów. Towarzyszący mu w nieznacznych ilościach kalcyt tworzy większe blasty i występuje

wyłącznie w żyłkach. Krzemiany skupiają się na ogół w niekształtnych masach lub nieregularnych żyłkach. Są to głównie minerały grupy serpentynu, tkwią w nich resztki forsterytu ( $2V\gamma = 84^\circ$ ). Obok tych krzemianów występuje dość często diopsyd, natomiast granaty są składnikiem o mniejszym znaczeniu, wykazują one anizotropowe obwódki. Błazki jasnego łyszczyku występują powszechnie w niewielkich ilościach. Gniazdowo występujący chloryt powstał prawdopodobnie z granatów (tab. 4, anal. 15 i 16). Marmury występujące w odkrywkach w Czarnowie i Leszczyńcu (tab. 4, anal. 17—19) zawierają w małych ilościach krzemiany, oprócz tego dolomit, kalcyt, rozproszony łyszczyk jasny, a sporadycznie diopsyd, tremolit ( $z/\gamma = 17^\circ$ ) i serpentyn.

#### *Górne łupki łyszczykowe z leptynitami*

*Łupki łyszczykowe* stanowią w południowej części Rudaw Janowickich główny typ skalny tego ogniwa. Różnią się one w małym stopniu od skał należących do dolnych łupków łyszczykowych. W górnych łupkach łyszczykowych brak odmian pigmentowanych grafitem, jak również wkładek kwarcytów grafitowych. Zespół ten różni się poza tym obecnością jednolitego poziomu leptynitów, występujących w północnej i środkowej części Rudaw Janowickich, oraz soczewek kwarcytów w ich części południowej.

*Leptynity* są skałami o teksturze laminarnej (tab. 3, anal. 1—3). Kwarc i skałen potasowy są głównymi minerałami tych skał (łącznie wynoszą 80—95% obj.). Główne minerały skałotwórcze występują naprzemianlegle, w przybliżeniu w monomineralnych laminach. Podrzednym składnikiem tych skał jest łyszczyk jasny. Sporadycznie pojawiają się: biotyt, chloryt i andaluzyt. Oligoklaz (20% an.) zjawia się w tych skałach w rejonie Hali Krzyżowej. Minerałami akcesorycznymi leptynitów są: magnetyt, rutyl, cyrkon, epidot i granat. Diopsyd ( $z/\gamma = 40^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,028$ ) oraz hornblenda aktynolitowa występują lokalnie w partiach granicznych leptynitów z dolnymi amfibolitami smużystymi.

#### *Górne amfibolity smużyste*

Oba ogniwa amfibolitów smużystych, dolne i górne, wykazują daleko idące podobieństwa litologiczne. Podobnie jak w ogniwie dolnym, odmiana piroksenowa dominuje wśród górnych amfibolitów smużystych. W ogniwie tym wkładki erlanów i amfibolitów biotytowych występują rzadko, soczewek marmurów brak zupełnie, natomiast spotyka się swoistą odmianę nie znaną z ogniwa dolnego — smużyste amfibolity epidotowe (tab. 3, anal. 1 i 2).

*Smużyste amfibolity epidotowe* są teksturalnie i strukturalnie bardzo podobne do opisanej wyżej odmiany piroksenowej. Skład wystę-

pujących w obu odmianach lamin ciemnych wykazuje daleko idące analogie, natomiast laminy jasne składają się głównie z epidotu zwyczajnego, lokalnie też pistacytu oraz plagioklazu (5—10% an., sporadycznie do 15%). Znaną są skały przejściowe między piroksenową a epidotową odmianą amfibolitów smużystych. Laminy jasne tych skał zawierają zarówno diopsyd, jak i epidot. Smużyste amfibolity epidotowe stanowią odmianę różniącą się od piroksenowych głównie facją metamorficzną. Analizy W. Narebskiego (1968) wykazały, że obydwie odmiany mają bardzo zbliżony skład chemiczny.

#### *Rozwój formacji łupkowej z Czarnowa w Grzbiecie Lasockim*

Południowa część obszaru badań obejmująca Grzbiet Lasocki wykazuje odmienny rozwój formacji łupków z Czarnowa. W tym regionie dominują łupki łyszczykowe, natomiast inne skały są w wielu przypadkach zredukowane do cienkich wkładek lub soczewek. Utrudnia to w znacznym stopniu korelację skał formacji z Czarnowa między Rudawami Janowickimi a Grzbieciem Lasockim, tym bardziej, że ten ostatni cechuje ubóstwo odkrywek. Charakterystyka skał formacji łupków z Czarnowa przedstawia się następująco:

#### *Łupki łyszczykowe*

Wśród łupków łyszczykowych występujących w Grzbiecie Lasockim rozróżnienie między odpowiednikami ogniwa dolnych i górnych łupków łyszczykowych jest dość trudne, a w wielu przypadkach niemożliwe.

Skały zarówno dolnego, jak i górnego ogniwa łupków łyszczykowych są do siebie bardzo podobne. Jedynie występowanie łupków grafitowych z wkładkami kwarcytów grafitowych jest ograniczone do spagowych partii ogniwa dolnego (tab. 3, anal. 13, 17). Te ostatnie są wykształcone na obszarze Grzbieta Lasockiego podobnie jak w Rudawach Janowickich. Ogólna miąższość łupków grafitowych jest nieco większa i wynosi 30—50 m. Skały te zawierają również więcej wkładek kwarcytów grafitowych.

Łupki łyszczykowo-kwarcowe różnią się od swoich odpowiedników występujących w Rudawach Janowickich zupełnym brakiem skałenia potasowego i mniejszą zawartością plagioklazów (tab. 3, anal. 9—12). Plagioklasy występują w większych ilościach tylko w strefach granicznych wkładek amfibolitów skaleniowych i łupków chlorytowo-skaleniowych. W Grzbiecie Lasockim spotyka się odmianę łupków złożoną prawie wyłącznie z łyszczyków, w których udział kwarcu jest bardzo niewielki. W południowej części Grzbieta Lasockiego obserwuje się stopniowe przejście łupków łyszczykowych w skały o charakterze fyllitów. Obserwacje tego zjawiska zamieścił już G. Berg (1912, 1941).

W rejonie Przełęczy Kowarskiej została ostatnio znaleziona rzadko spotykana odmiana łupków zawierająca otrelit (pl. III, fot. 3) jako minerał akcesoryczny. Tworzy on automorficzne porfiroblasty nie zorientowane względem kierunkowej tekstury skały.

#### Wkładki marmurów

Stanowią one kontynuację poziomu marmurów z Grzędzin, również występujących w formie soczewek. Są to skały, w odróżnieniu od marmurów Rudaw Janowickich, prawie czysto kalcytowe (tab. 4, anal. 20). Zawartość dolomitu i krzemianów w soczewkowatych wkładkach marmurów na obszarze Rudaw Janowickich zmniejsza się systematycznie z północy na południe, co zauważył już G. Berg (1912, 1938, 1941). W odpowiadających im skałach węglanowych Grzbietu Lasockiego nie wykryto obecności dolomitu metodami barwieniowymi. Dla marmurów pochodzących z kamieniołomu położonego na zachód od Jarkowic zawartość  $MgCO_3$  wynosi 6% (Berg 1941).

Jedynymi krzemianami występującymi w soczewkowatych wkładkach marmurów w Grzbiecie Lasockim są rozproszone drobne łuseczki łyszczyku jasnego oraz kwarc występujący w postaci cienkich na ogół żyłek.

#### Wkładki amfibolitów skaleniowych, łupków chlorytowo-skaleniowych i chlorytowo-węglanowych

Dwie pierwsze nazwy zostały wprowadzone przez G. Berga (1912). Opisywane amfibolity i łupki występują w przedłużeniu dolnych amfibolitów smużystych znanych z Rudaw Janowickich. Są to skały o teksturze laminarnej do masywnej.

*Amfibolity skaleniowe i łupki skaleniowo-chlorytowe* (tab. 4, anal. 11, 12) są skałami zawierającymi amfibol (aktynolit bądź hornblenda aktynolitowa) lub zespół chloryt — minerały epidotowe jako główne składniki ciemne. Alternują z nimi laminy bogate w albit tworzący okrągławe blasty, któremu towarzyszą kwarc, epidot, sporadycznie kalcyt. Segregacja składników między laminami jest mniej dokładna w porównaniu z amfibolitami smużystymi Rudaw Janowickich. Stałymi minerałami akcesorycznymi są magnetyt i leukoksen. Kalcyt występujący gniazdowo w niewielkich ilościach stanowi w południowej części Grzbietu Lasockiego główny minerał skałotwórczy tych skał. W tym przypadku cały zespół mineralny ulega pewnym zmianom. Skłoniło to autora do wyróżnienia odmiany łupków chlorytowo-węglanowych.

*Łupki chlorytowo-węglanowe* wykazują na ogół bardzo wyraźną laminację. Alternują w tych skałach laminy z przewagą kalcytu z laminami złożonymi głównie z krzemianów. Kalcytowi, którego zawartość dochodzi do 43% obj. (Berg 1912, podaje zawartość tego składnika do

58% wag.), towarzyszy albit i epidot. Laminy ciemne (krzemianowe) składają się z chlorytu, epidotu i albitu. Aktynolit oraz glaukofan występują sporadycznie. Udział epidotu jest miejscami dość znaczny, tworzy on wtedy duże gniazdowe skupienia. Minerałami akcesorycznymi łupków węglanowo-chlorytowych są magnetyt i leukoksen (tab. 4, anal. 13, 14).

*Epidozity (sensu Rosenbusch i Osann)* tworzą segregacje epidotowe, zawierające obok tego minerału w podrzędnych ilościach również inne składniki, mogą tworzyć duże masy skalne, w których epidot jest głównym minerałem skałotwórczym. Spotykane są one w postaci wkładek w okolicach Niedamirowa. Są to masywne skały o składzie: epidot, podrzędnie albit i kwarc, sporadycznie glaukofan.

#### Wkładki kwarcytów i leptynitów

Są one kontynuacją poziomu podobnych skał występującego na obszarze Rudaw Janowickich, gdzie towarzyszą górnym łupkom łyszczykowym.

*Kwarcyty*. Występują one w formie drobnych soczewek w partiach stropowych amfibolitów skaleniowych i łupków chlorytowo-skaleniowych (tab. 3, anal. 4 i 5). Są to skały cienko laminowane (grubość lamin poniżej 1 mm). Występują naprzemianległe laminy bogate w kwarc bądź w łyszczyk jasny wykształcony serycytowo. Sporadycznie występuje skałen potasowy, flogopit lub biotyt, te ostatnie często ulegają chlorytyzacji. Głównym minerałem akcesorycznym jest magnetyt. Sporadycznie natomiast występują: epidot, cyrkon i rutyl.

*Leptynity*. W środkowej części Grzbietu Lasockiego zawartość skalenia potasowego w opisanych wyżej skałach kwarcytowych znacznie wzrasta. Wskutek tego skład mineralny tych skał jest bardzo podobny do składu leptynitów występujących w północnej i środkowej części Rudaw Janowickich (tab. 3, anal. 6). Soczewkowate wkładki, które były formą występowania kwarcytów w północnej części Grzbietu Lasockiego przechodzą w ciągły poziom leptynitów o miąższości 50—80 m, lokalnie nawet więcej. Skały te odpowiadają porfiroidom i kwarcytom opisanym przez geologów czeskich z Gór Rychorskich i Pośredniego Grzebienia (Pomežní Hřeben).

#### Zestawienie obserwacji i uwagi o charakterze pierwotnego zespołu skalnego

Zróznicowanie regionalne skał formacji łupków z Czarnowa podano w sposób syntetyczny w postaci serii profili słupkowych (fig. 7). Profile te mają z konieczności dość schematyczny charakter; miąższości poszczególnych ogniw podane są w sposób przybliżony, a wiele szczegółów o charakterze lokalnym pominięto.



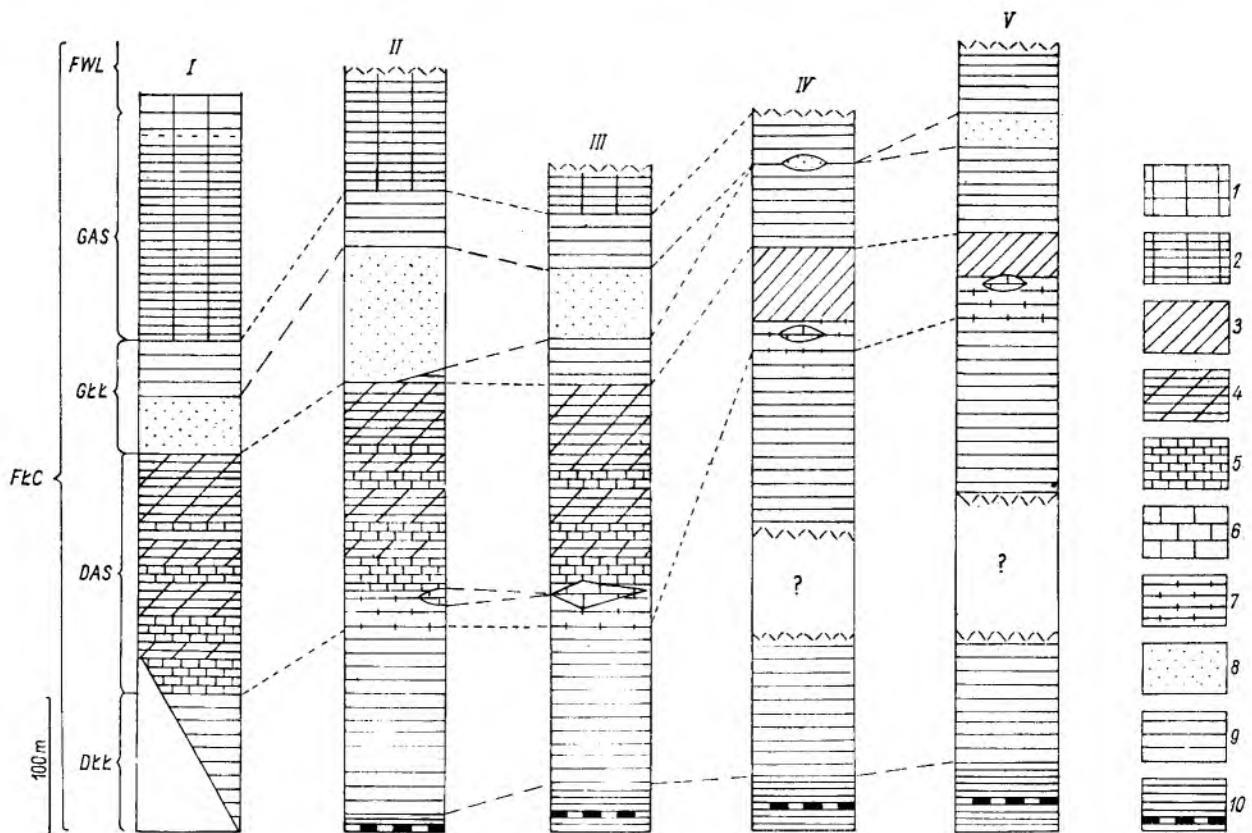


Fig. 7

## Schematyczne profile porównawcze przez formację łupków z Czarnowa

I — rejon Janowice Wielkie — Miedzianka, II — rejon Mniszkowa — Hala Krzyżowej, III — rejon Rędzin, IV — rejon Przełęczy Kowarskiej (727 m) — Kopiny (910 m), V — rejon Niedamirowa. Skróty nazw jednostek: FWL — formacja wulkanitów z Leszczyńca, FLC — formacja łupków z Czarnowa, GAS — górne amfibolity smużyste, GŁŁ — główne łupki lyszczykowe, DAS — dolne amfibolity smużyste, DŁŁ — dolne łupki lyszczykowe. 1 — amfibolity albitowe (należące do formacji wulkanitów z Leszczyńca), 2 — amfibolity smużyste górne, 3 — odpowiedniki górnych amfibolitów smużystych w Grzbiecie Lasockim (amfibolity skaleniowe, łupki chlorytowo-skaleniowe, łupki chlorytowo-węglanowe), 4 — amfibolity smużyste dolne, 5 — wkładki skał wapienno-krzemianowych (erlanów), 6 — marmury, 7 — fyllity wapienne, 8 — leptynity i kwarcyty, 9 — łupki lyszczykowe, 10 — łupki grafitowe z wkładkami kwarcytów grafitowych

## Generalized comparative sections through the Czarnów Schist Formation

I — Janowice Wielkie — Miedzianka Region, II — Mniszków — Hala Krzyżowa Region, III — Rędziny Region, IV — Kowarska Przełęcz (Kowary Pass 727 m) — Kopina (910 m), V — Niedamirow Region. Abbreviations of rock units names: FWL — Leszczyńiec Volcanite Formation, FLC — Czarnów Schist Formation, GAS — upper striped amphibolites, GŁŁ — upper mica schists, DAS — lower striped amphibolites, DŁŁ — lower mica schists. 1 — albite amphibolite (belonging to Leszczyńiec Volcanite Formation), 2 — upper striped amphibolites, 3 — equivalents of lower striped amphibolites in Lasocki Grzbiet (Felspar amphibolites, felspar-chlorite schists, carbonate-chlorite schists), 4 — lower striped amphibolites, 5 — intercalations of lime-silicate rocks (erlans), 6 — marbles, 7 — carbonate-phyllites, 8 — leptynites and quartzites, 9 — mica schists, 10 — graphite schists with graphite quartzite intercalations

Poza rekonstrukcją stratygrafii formacji z Czarnowa autor poniżej próbuje odtworzyć charakter pierwotnych osadów tej jednostki.

Analiza struktur, tekstur, składu mineralnego, a także wzajemnych stosunków między głównymi typami skał metamorficznych omawianej formacji pozwala wnioskować, przynajmniej w sposób przybliżony, o charakterze petrograficznym pierwotnego materiału skalnego. Wnioski takie są z konieczności bardzo niepełne. Na szczególnie trudności napotykają próby odtworzenia ewolucji rozmiarów i kształtu pierwotnego zbiornika sedymentacyjnego, a co za

tym idzie — środowiska, w którym powstawały pierwotne osady.

Łupki grafitowe z wkładkami kwarcytów grafitowych, ukazujące się w spagu formacji z Czarnowa, powstały prawdopodobnie z pelitycznego sedymentu, któremu towarzyszyły skały krzemionkowe. Grafitowe zabarwienie tych skał przypuszczalnie pochodzi od substancji organicznej zawartej w pierwotnym osadzie. Zrekonstruowane w ten sposób cechy pierwotnego sedymentu wskazują na warunki facji euksynitowej. Wobec zupełnego zatarcia pierwotnych struktur i tekstur sedymentacyjnych dokład-

niejsza rekonstrukcja środowisk sedymentacyjnych nie jest możliwa. Powyżej strefy łupków grafitowych w ogniwie dolnych łupków łuszczycowych występują skały bardziej bogate w kwarc, a lokalnie też skalenie. Powstały one prawdopodobnie z mułowców i szarogłazów.

Soczewki marmurów występujące w spągu dolnych amfibolitów smużystych odpowiadają być może okresowemu spłyceniu zbiornika. Występujące w ich stropie erlany odpowiadają prawdopodobnie wapieniom z domieszką materiału pelitowego, natomiast amfibolity smużyste powstały prawdopodobnie z przeławienia tufów spilitowych cienkimi wkładkami węglanowymi (Narewski 1968; J. H. Teisseyre 1968c). Tę samą genezę mają górne amfibolity smużyste przechodzące w stropie w skały masywne powstałe zapewne z tufów spilitowych. Strefa zaniku wkładek bogatych w krzemiany wapienne została uznana za granicę między formacją z Czarnowa a formacją z Leszczyńca.

Ogniwo dolnych amfibolitów smużystych odzielają od ogniwa górnego górne łupki łuszczycowe. Górne łupki łuszczycowe są na ogół bogatsze w skalenie, które mogły się dostać do osadu zarówno jako materiał klastyczny, jak i piroklastyczny. Na tę drugą ewentualność wskazuje tufowy lub tufitowy charakter sąsiadujących skał.

Omawiając charakter litologiczny górnego ogniwa wspomnieć należy o leptynitach tworzących w okolicach Mniszkowa i Miedzianki wkładkę o dość dużej miąższości, a przechodzących ku południowi w soczewki serycytowych kwarcytów. W środkowej części Grzbietu Lasockiego w składzie mineralnym tych skał pojawiają się duże ilości skalenia potasowego, co upodabnia je do leptynitów północnej i środkowej części Rudaw Janowickich. Duże podobieństwo do leptynitów wykazują „gnejsy krótkołuśeczkowe” zaliczone przez G. Berga do grupy gnejsów z Małej Upy. Wyżej wymienione skały są zupełnie odmienne od występujących w dolinie Upicy gnejsów karkonoskich.

Skład mineralny leptynitów bardzo bogaty w skałen potasowy wskazuje, że są to prawdopodobnie skały pochodzenia wulkanicznego lub piroklastycznego o charakterze skrajnie potasowych keratofirów. Hipoteza ta odpowiada dawniej wyrażonym poglądom G. Berga (1934, 1938), natomiast dawna opinia autora o arkozyowym pochodzeniu tych skał (J. H. Teisseyre 1968a, str. 506) wydaje się trudna do utrzymania. Skały te odbiegają charakterem petrograficznym od znanych z opisów metaarkoz pospolitych w Skandynawii. Jak wynika z analiz arkoz zebranych z całego świata (w liczbie 38), a udostępnionych autorowi przez dr Teresę Butkiewicz, nie są znane arkozy o tak wysokiej zawartości potasu (8,24%  $K_2O$ ), ani też o tak wysokim stosunku  $K_2O$  do  $Na_2O$ . Ponadto rozważając genezę leptynitów należy wziąć pod uwa-

gę, że w przedłużeniu ich wychodni na obszarze Gór Rychorskich występują skały oznaczone przez geologów czeskich jako porfiroidy. Cechy teksturalne, relikty struktur pierwotnych oraz skład mineralny tych skał wskazują, że powstały one bądź to z keratofirów, bądź też z ich tufów. Interesujące są też analogie między leptynitami a keratofirami Gór Kaczawskich, które — według J. Ansilewskiego (1954) — pod względem zawartości potasu należą do najbogatszych w świecie.

#### Formacja wulkanitów z Leszczyńca

Nazwa formacja wulkanitów z Leszczyńca została wprowadzona przez autora (J. H. Teisseyre 1971) dla zespołu skalnego określanego dawniej serią leszczyńską bądź migmatyczną serią leszczyńską (M. i J. Szałamacha 1958, 1967). W podobnym znaczeniu używał J. Oberc (1960, Budowa geologiczna Polski 1968) terminu „strefa amfibolitowo-gnejsowa” lub „seria amfibolitowo-gnejsowa”. Zespół skalny formacji wulkanitów z Leszczyńca znany był już J. Rothowi (1867).

Najbardziej kompletne opisy tych skał podał dotychczas G. Berg (1912, 1938, 1941). Skały zaliczone do formacji wulkanitów z Leszczyńca należą w podziale G. Berga do trzech odrębnych jednostek: grupy amfibolitu, grupy gnejsu paczyńskiego, ponadto zostały tu zaliczone skały występujące w okolicach Niedamirów i wyróżnione przez tego autora jako łupki zielenicowe.

Wyróżniona przez G. Berga (1912) grupa amfibolitu jest litologicznie bardzo zróżnicowana. Badacz ten podział tych skał przeprowadził na podstawie trzech kryteriów: charakteru petrograficznego materiału wyjściowego, własności teksturalnych i składu mineralnego skały. Na tej podstawie G. Berg (*op. cit.*) wydzielił: amfibolity, amfibolity kwarcowe, łupki biotytowe, porfiroidy, masywne skały kwarcowo-chlorytowe, łupki chlorytowe, gnejsy chlorytowe, amfibolity zoizytowe. Ponadto dla odmian wyróżnionych tylko na mapach i w objaśnieniach do map zostały przez tego autora wprowadzone terminy: „łupki z grupy amfibolitu przeławiczone gnejsami, łupki chlorytowe drobnołuśeczkowe, serycytowe łupki rudonośne”. Podział powyższy jest dość niekonsekwentny. Całą wyróżnioną przez siebie „grupę amfibolitu” uważa G. Berg (1912) za zespół wulkanogeniczny, w którym skałom wylewnym i żyłowym towarzyszą tufy i tufity.

Gnejsy paczyńskie, wyróżnione pod tą nazwą po raz pierwszy przez G. Berga (1908, 1912), były przez niego uważane za typowe ortognejsy. Podzielił on skały należące do grupy gnejsu paczyńskiego, na podstawie zarówno ich cech teksturalnych, jak i składu mineralnego, na

4 grupy: gnejsy hornblendowe, gnejsy „słojowe” (*Flasergneiss*), gnejsy iniekcyjne i gnejsy muskowitowe.

Podział G. Berga i stosowana przez tego badacza nomenklatura wymagają pewnych zmian. Formacja wulkanitów z Leszczyńca jest dużym zespołem skalnym o charakterze wybitnie heterogenicznym, w którym obok skał pochodzenia żyłowego, wulkanicznego, subwulkanicznego, a być może i hipabisalnego, spotyka się produkty metamorfizmu tufów, tufitów, a nawet sporadycznie skał osadowych (marmury okolic Przybkwic). Należy dodać, że poszczególne odmiany skalne w nielicznych przypadkach tworzą większe masy, dające się ująć kartograficznie. Badania poszczególnych odkrywek wykazały, że na ogół różniące się wyraźnie między sobą skały, niekiedy w sposób kontrastowy, tworzą niewielkie wkładki bądź formy żyłowe o grubości od kilku metrów do kilku decymetrów. W tej sytuacji wyróżnienie przez G. Berga na mapach (1940a i b) poszczególnych typów skalnych w postaci dużych jednostek litologicznych, o miąższości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, ma charakter bardzo subiektywny.

W niniejszej pracy na wszystkich załączonych szkicach geologicznych zastosowano nieco inny podział, wyróżniając przede wszystkim skały masywne lub słabo złupkowane, w których zachowały się relikty mineralne i strukturalne, pozwalające określić ich pochodzenie. Przeciwstawiono im skały silnie złupkowane, gdzie dokładniejsze ustalenie pochodzenia materiału wyjściowego jest o wiele trudniejsze, w wielu przypadkach zupełnie niemożliwe. Wśród wyróżnionych skał złupkowanych występują zapewne, obok odmian magmowego pochodzenia, o zatartych zupełnie pierwotnych cechach strukturalnych, również dość liczne metatufy i metatufity. Odróżnienie stref zbudowanych głównie ze skał masywnych lub prawie masywnych od tych, w których udział skał złupkowanych jest znaczny, obecnie jest możliwe w sposób dość obiektywny. Gdy na jakimś obszarze pewien określony typ skalny zdecydowanie przeważał, wprowadzono pewne dodatkowe wydzielenia, objaśniając obszerniej w tekście charakter petrograficzny wyróżnionych skał. Wzmiankowane wyżej trudności, które ograniczyły poważnie możliwości wykonania odpowiednich szczegółowych szkiców geologicznych nie dotyczyły oczywiście części tekstowej niniejszej pracy, w której poszczególne typy i odmiany skalne opisane zostały w sposób bardziej szczegółowy.

W przypadku gnejsów paczyńskich, występujących na ogół w większych masach, taka dwoistość klasyfikacji okazała się zbędna. Zarówno na szkicach geologicznych, jak też i w części tekstowej zastosowano nowy podział tych skał, oparty na ich znamionach teksturalnych, nawiązujący częściowo do dawnego podziału G. Berga (1912). Został on ostatnio zapropono-

wany w pracy Narębskiego i J. H. Teisseyre'a (1971), w której wyróżniono trzy główne typy teksturalne gnejsów. Są to: drobnoziarniste gnejsy masywne, gnejsy laminowane i oczkowe oraz gnejsy kataklastyczne. Wraz z gnejsami zostanie opisana szczególna odmiana amfibolitów, ściśle genetycznie i terenowo związana z ich występowaniem.

Zespół metawulkanitów i towarzyszących im zmienionych skał piroklastycznych rozciąga się od okolic Przybkwic na północy aż po granice państwa na południe od Niedamirowa. Ostatnio stwierdzono występowanie wąskiego klina skał zaliczanych do tej formacji między Mniszkowem a Orliną oraz na wschód od Janowic Wielkich. Z uwagi na znaczną zmienność zespołu skalnego formacji wulkanitów z Leszczyńca wydzielono trzy obszary:

1) między Janowicami Wielkimi a Raszowem (północna i środkowa część Rudaw Janowickich),

2) między Raszowem a Leszczyńcem (południowa część Rudaw Janowickich),

3) między Leszczyńcem a Niedamirowem (Grzbiet Lasocki).

Osobnego wyjaśnienia wymaga problem granicy między formacją wulkanitów z Leszczyńca a niżej leżącą formacją łupków z Czarnowa.

Charakter strefy granicznej między formacją łupków z Czarnowa a formacją wulkanitów z Leszczyńca

Strefie granicznej formacji łupków z Czarnowa z formacją wulkanitów z Leszczyńca towarzyszy na obszarze Grzbietu Lasockiego oraz południowej i środkowej części Rudaw Janowickich skomplikowana strefa dyslokacyjna. Zdaniem M. i J. Szalamachów odgradza ona dwa różnowiekowe zespoły skalne zwane serią Niedamirowa (formacja łupkowa z Czarnowa zgodnie z przyjętą w niniejszej pracy nomenklaturą) oraz serią leszczyńską. W ujęciu natomiast J. Oberca (1960) dyslokacja ta zwana „nasunięciem Leszczyńca”, podzieliła pierwotnie jednolity i w przybliżeniu równowiekowy zespół skalny na dwie części określane jako seria łupkowo-gnejsowa oraz seria amfibolito-gnejsowa. Do tych poglądów zbliżone są zapatrywania autora wyrażone już dawniej (J. H. Teisseyre 1971).

W formacji z Leszczyńca, a zwłaszcza jej części spągowej, występują dość często skały zw. (Narębski 1968; J. H. Teisseyre 1968c, 1971) amfibolitami albitowymi. Skał tych brak tylko w tych miejscach, gdzie silne ruchy tektoniczne doprowadziły do ich diaflorezy, zbrekcjowania i kataklazy, zupełnie lokalnie też mylonityzacji. W tych przypadkach pochodzenie diaforytów od amfibolitów albitowych nie daje się na ogół ustalić.

Porównanie charakterystyki petrograficznej amfibolitów albitowych (opisanych szczegółowo

niżej), tak bardzo charakterystycznych dla spągowej części formacji wulkanitów z Leszczyńca, oraz lamin ciemnych będących składnikiem amfibolitów smużystych, wskazuje na wyraźne analogie. Te ostatnie skały stanowią partię stropową formacji łupków z Czarnowa. Przypuszczenie, że między amfibolitami albitowymi a amfibolitami smużystymi istnieją ciągle przejścia, znalazło potwierdzenie w czasie ostatnich badań. Tak zwane „skały z grupy amfibolitów diopsydowych o wysokiej zasadowości” (Berg 1912) lub amfibolity masywne (J. H. Teisseyre 1968a), występujące w zakolu Bobru około 2 km na wschód od skrzyżowania dróg przy kościele w Janowicach Wielkich, nie różnią się teksturą, strukturą ani składem mineralnym od typowych amfibolitów albitowych. Ich chemiczne podobieństwo zostało potwierdzone badaniami W. Narębskiego (1968). Amfibolity masywne przechodzą w amfibolity smużyste w sposób ciągły; w strefie przejściowej laminy jasne złożone głównie z plagioklazów i diopsydu stopniowo zanikają. Podobne przejście między amfibolitami smużystymi a albitowymi prześledzić można w grupie wysokich skałek położonych na zachodnim krańcu Wieściszowic. Wystąpienie amfibolitów albitowych w zakolu Bobru jest fragmentem większej wychodni tych skał, stwierdzonej ostatnio kilkoma ciągami szurfoowymi wykonanymi między Miedzianką a Orliwą. Wychodnia tych skał ma postać klina zwężającego się ku północy, towarzyszy ona strefie osiowej dużej synformy, z którą powinny się wiązać skały młodsze. Strefy przejściowej między amfibolitami albitowymi i smużystymi nie obserwowano nigdzie na południe od linii Hala Krzyżowa — Wieściszowice. Na tym obszarze strefa przejściowa między formacją łupków z Czarnowa a formacją wulkanitów z Leszczyńca jest zatarta przez późniejsze deformacje tektoniczne.

Przegląd głównych typów skalnych formacji wulkanitów z Leszczyńca

*Metawulkanity masywne lub prawie masywne zawierające relikty strukturalne*

Metadiabazy<sup>9</sup>. Ze względu na skład mineralny należy w tych skałach wyróżnić dwie odmiany: metadiabazów saussurytowych i metadiabazów albitowych.

*Metadiabazy saussurytowe* są skałami o widocznej megaskopowo strukturze ofitowej lub dolerytowej. Listewki pierwotnego plagioklaz (1—4 mm długości) uległy w tych skałach zupełnej saussurytyzacji, tzn. zmieniły się w agregat klinozoizytu i albitu. Obecność tego ostatniego składnika jest silnie maskowana przez do-

minujące minerały z grupy epidotu. Oprócz dokładnych pseudomorfoz po listewkowatym plagioklazie zespół mineralny klinozoizyt — albit występuje sporadycznie w postaci wydłużonych skupień dochodzących do 1,5 mm długości. W interstycjach występuje hornblenda o dość zmiennych własnościach optycznych  $\angle z/\gamma = 14-20^\circ$  (najczęściej spotykane wartości 15—16°), pleochroizm wyraźny, zabarwienie dość zmienne  $\alpha =$  jasnożółty,  $\beta =$  jasnozielony do oliwkowego,  $\gamma =$  zielony do niebieskozielonego. Mineralami akcesorycznymi metadiabazów saussurytowych są: kalcyt, tlenki żelaza, leukoksen, sporadycznie piryty i apatyt (tab. 5, anal. 10—12).

*Metadiabazy albitowe* spotykane są częściej. Jasnymi składnikami tych skał są drobne (0,25—1 mm) listewkowate albity (2—8% an.) stanowiące szkielet struktury ofitowej. Albity zawierają liczne wrostki klinozoizytu, niekiedy skupione w partiach centralnych listewek lub ułożone pasowo.

Interstycje wypełniają głównie minerały femiczne reprezentowane przez zespół aktynolit — klinozoizyt lub aktynolit — epidot oraz chloryt i serycyt w ilościach na ogół podrzędnych. Mineralom ciemnym sporadycznie towarzyszą węglany i albit (wtórny różniący się formą występowania od albitu wykształconego w postaci listewek). Głównym minerałem akcesorycznym jest magnetyt i współwystępujący z nim na ogół leukoksen (tab. 5, anal. 6—8).

Jak z powyższego opisu wynika, metadiabazy odmiany saussurytowej, wykazując duże podobieństwo teksturalne do odmiany albitowej, różnią się jednocześnie od niej składem mineralnym. W. Narębski (1968) opierając się zarówno na badaniach własnych, jak i wynikach analiz dawniejszych wykazał, że o ile pierwsza z omawianych odmian metadiabazów ma skład chemiczny odpowiadający bazaltom bądź też skałom pośrednim między bazaltami a spilitami, o tyle odmiana albitowa odpowiada spilitom.

*Metabazalty i metaspility.* Metabazalty odpowiadają w przybliżeniu składem mineralnym metadiabazom saussurytowym; jedyną różnicą jest częstsze występowanie chlorytu. Skały te charakteryzuje struktura porfirowa. Jak wynika z dotychczasowych obserwacji metabazalty są odmianą rzadko spotykaną, najprawdopodobniej genetycznie jak również obszarem występowania związane z metadiabazami saussurytowymi.

Metaspility są skałami o podobnej do metabazaltów strukturze, bardziej jednak drobnoziarniste (tab. 5, anal. 9). Plagioklasy porfirokryształów i listewki tkwiące w tle skalnym są albitami zawierającymi podrzędne łuseczki serycytu lub sporadycznie drobne blasty klinozoizytu. Głównym składnikiem tła skalnego, poza wymienionymi wyżej listewkami albitu, jest

<sup>9</sup> Termin diabaz i metadiabaz użyty jest *sensu stricto* i obejmuje wyłącznie ciemne skały wykazujące wyraźne relikty struktur ofitowych, dolerytowych bądź podobnych.

Tabela 5

Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek skalnych formacji z Leszczyńca, część I (metawulkanity z relikdami)

Modes of the representative samples of the Leszczyniec formation, part I (Metavolcanites with relics)

Nr analizy Analysis No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed thin sections	Kwarcz Quartz	Plagioklasy Plagioclases	% an. w plagioklazie An. per cent	Muskowit (sercyt) Muscovite (Sericite)	Epidot (zojyt) Epidote (Zoisite)	Chloryt Chlorites	Hornblenda (akynolit) Hornblende (Actinolite)	Tytanit (leukoksen) Titanite (Leucoksen)	Kalcyt Calcite	Apatyt Apatite	Nie oznaczone Opq. min. Nonidentified	Lokalizacja Locality
Keratofiry kwarcowe — Quartz Keratophyres														
1	JT 76	1	58,5	37,9	6—7	(0,7)	(1,3)	0,9	—	(++)	—	—	—	Szczyt Wielkiej Kopy (871 m)
2	JT 75 F	1	31,6	57,7	3—5	(1,1)	(2,2)	6,5	—	(++)	—	—	0,4	Raszów (kamieniołom) Leszczyniec
3	JT 506 D	1	39,8	47,0	3—6	(0,2)	(5,7)	6,6	—	(0,2)	—	—	—	(wzgórze Ptasiak) Leszczyniec
4	JT 772 X	1	37,6	51,1	2—5	(1,1)	(3,0)	7,0	—	(+)	—	—	—	Na S od Stankowej
Keratospility — Keratospillites														
5	JT 412 A	1	23,4	35,2	2—7	11,0+(1,3)	18,9	8,2	1,6	0,1	—	—	—	Wieściszowice
Metadiabazy albitowe i metaspility — Albite metadiabases and metaspillites														
6	JT 486 A	1	0,3	54,8	4—6	(++)	16,6	1,2	(24,0)	(1,5)	—	—	—	} Wzgórze (700 m) w pasmie } Wielkiej Kopy } Raszów (kamieniołom) } Leszczyniec
7	JT 487	1	—	44,9	4—7	(2,6)	12,6	—	(34,9)	1,4	1,5	—	0,3	
8	JT 75 A	1	2,3	46,5	5—7	(6,9)	9,1	6,3	(19,8)	0,7	6,0	—	0,8	
9	JT 667 C	1	14,5	47,5	< 7	(++)	10,8	10,0	13,5	(1,6)	—	—	—	
Metadiabazy „sausurytowe” — „Sausurite” metadiabase														
10	JT 506 C	1	—	64,6	S	(+++)	1,7 I	4,0	24,2	1,1	0,3	+	—	Leszczyniec (wzgórze Ptasiak)
11	JT 507 B	2	—	5,18	S	—	++ I	—	42,6	1,2	1,2	+	—	Leszczyniec (Zielona Skała)
12	JT 653	1	—	41,0	S	(+++)	++ I	—	53,9	0,9	++	—	—	Skalka Grębiak (północne stoki Koszutny)

S — zasadowy plagioklaz zmieniony w agregat sausurytowy, I — minerały epidotowe w postaci zindywidualizowanych porfiroblastów. Inne objaśnienia skrótów i symboli jak przy tabeli 4.

S — basic plagioclase transformed into saussurite aggregate, I — epidotes as individual porphyroblasts. For other explanations of symbols and abbreviations see Table 4.

hornblenda. Ten ostatni składnik zastąpiony jest miejscami częściowo lub całkowicie przez zespół chloryt — klinozoizyt lub chloryt — epidot. Mineralami akcesorycznymi tych skał są magnetyt i leukoksen. Sporadycznie w ilościach podrzędnych pojawia się w nich kwarc. Mineral ten sporadycznie może występować w znacznie większych ilościach dochodzących do kilkunastu procent. Odnosi się przy tym wrażenie, że nie został on doprowadzony infiltracyjnie, nie tworzy też wypełnień żyłek. Forma jego występowania nie wskazuje również na jego powstanie w procesie chlorytyzacji hornblendy. Występuje on bowiem także w metaspilitach, w których chlorytyzacji się nie stwierdza. Jest to najprawdopodobniej pierwotny składnik tych skał, co usprawiedliwia w pełni wyróżnienie osobnej odmiany metaspilitów kwarconośnych. Odmiana ta stanowi zapewne przejście do opisanych niżej keratospilitów.

**Keratospility**<sup>10</sup>. Charakteryzują się dobrze, w większości przypadków, zachowaną strukturą porfirową; struktura tła skalnego jest najczęściej trachitowa z zachowaną reliktową teksturą fluidalną. Tło skalne złożone jest głównie z listewkowych mikrolitów albitu rozproszonego wśród minerałów ciemnych (aktynolit, rzadziej zespół chloryt — epidot, akcesorycznie magnetyt — leukoksen). Jako relikty fenokryształów występują tabliczkowe albity (2—8% an.) oraz kwarcie o kształcie typowym dla skał wulkanicznych (zatołki korozyjne, ślady obtopień naroży, pl. IV, fot. 2). Pseudomorfozy po krótkosłupkowych porfirokryształach nie określonych minerałów ciemnych (augity?) wypełnione są przez zespół mineralny aktynolit — chloryt — epidot; proporcje tych składników są bardzo zmienne (tab. 5, anal. 5). Keratospility tworzą na ogół niewielkie ciała skalne.

**Keratofiry bezkwarcowe**. Są to skały o wyraźnie na ogół zachowanej strukturze porfirowej, natomiast struktura tła skalnego jest silnie zatarta przez procesy metamorficzne (tab. 5, anal. 1—4).

Głównymi minerałami tych skał są: albit, chloryt, podrzędnie minerały grupy epidotu, sporadycznie aktynolit; akcesorycznym składnikiem jest tytanit. Keratofiry bezkwarcowe występują dość rzadko, znane są wyłącznie z luźnych blozków.

**Keratofiry kwarcowe**. Są one znane z dawniejszej literatury pod różnymi nazwami, np. porfiroidy (Berg 1912) i metaryolity (J. H. Teisseyre 1968). Są to skały o strukturze porfirowej, na ogół dość dobrze zachowanej, mimo że struktura tła skalnego jest zatarta wskutek zaawansowanej rekrytalizacji metamorficznej. Kwarc i albit (2—8% an.) występują zarówno w postaci reliktowych fenokrysz-

tałów (0,3—2,0 mm, pl. IV, fot. 1), jak i w tle skalnym, w którym poza tymi minerałami spotyka się łyśczyk jasny, klinozoizyt bądź epidot — chloryt. Ten ostatni jest na ogół słabo zabarwiony, nie wykazuje pleochroizmu. Sporadycznie pojawia się kalcyt. Mineraliem akcesorycznym jest magnetyt i leukoksen.

Odróżnienie keratofirów kwarcowych od tufów związanych z tą odmianą skalną jest w wielu przypadkach dość trudne. Tufy keratofirowe są skałami o strukturze krystaloklastycznej, niekiedy ludząco podobnej do reliktywnej struktury porfirowej. Ich skład mineralny jest również identyczny z keratofirami. W przypadkach wątpliwych brano pod uwagę również takie kryteria, jak charakter skał towarzyszących, który może wskazywać na tufowe pochodzenie zarówno wkładki keratofirowej, jak i jej otoczenia. Innym kryterium była miąższość wkładki skał o charakterze keratofirów. W przypadku gdy wynosiła ona kilka decymetrów lub centymetrów należało się liczyć z tufowym raczej charakterem budujących ją skał. Lawy keratofirowe mają znaczną lepkość i wydaje się mało prawdopodobne, aby tworzyły tak małej grubości pokrywy, sille czy dajki. Keratofiry kwarcowe i towarzyszące im tufy znacznie rozprzestrzeniają się zarówno w Rudawach Janowickich, jak i w Grzbiecie Lasockim.

*Metawulkanity bez reliktyw i towarzyszące im wkładki skał osadowych*

**Amfibolity albitowe**. Składają się z amfibolu (aktynolit bądź hornblenda aktynolitowa) oraz plagioklastu (3—7% an.) stanowiących przeważnie ponad 80% (obj.) tych skał. Amfibol wykształcony jest na ogół w postaci długich, w przybliżeniu równoległe ułożonych włókien. Minerały z grupy epidotu (głównie klinozoizyt) są składnikami podrzędnymi. Węglany i kwarc pojawiają się jako wypełnienia żyłek. Ten ostatni w niewielkich ilościach występuje bardzo często w amfibolitach albitowych. Częściowo jest on prawdopodobnie pierwotnym składnikiem tych skał, w innych przypadkach — niewątpliwie produktem procesów diaforycznych, przede wszystkim chlorytyzacji amfibolu. Mineralami akcesorycznymi są tlenki i wodorotlenki żelaza oraz tytanit (na ogół w postaci leukoksenowej) (tab. 6, anal. 13—16 i 19). Występowanie amfibolitów albitowych nie jest ograniczone do spagu formacji wulkanitów z Leszczyńca. Są one jednym z najbardziej rozprzestrzenionych typów skalnych w całej tej jednostce.

W Grzbiecie Lasockim i południowej części Rudaw Janowickich występuje szczególna odmiana tych skał zawierająca kwarc w ilościach dochodzących do kilkunastu procent. Mineral ten w większości przypadków nie tworzy wypełnień żyłek, nie jest również produktem przemian innych minerałów (chlorytyzacja, serycy-

<sup>10</sup> Termin wprowadzony przez W. Narębskiego (1968) na miejsce dawniej używanych (J. Teisseyre 1968a) metaandezyt, metadacyt.

Tabela 6

Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek skalnych formacji z Leszczyńca, część II (metawulkanity bez reliktyw)  
 Modes of the representative samples of the Leszczyniec Formation, part II (metavolcanites without relics)

Nr analizy No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed thin sections	Quartz	Plagioklasy Plagioclases	% an. w plagioklazie An. per cent	Muskowit (serycyt) Muskovite (sercite)	Epidot (zojyt) (Zoisite)	Chloryty Chlorites	Hornblenda (aktynolit) Hornblende (actinolite)	Tytanit (leukoksen) (Leucoxene)	Kalcyt Calcite	Apaty Apatite	Nie oznaczone Nonidentified	Lokalizacja Locality
Lupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe i serycytowo-albitowo-kwarcowe Chlorite-albite-quartz schists and sericite-albite-quartz schists														
1	JT 176 A	1	39,0	51,6	< 7	(0,5)	(1,3)	7,1	—	—	—	—	—	Na S od Wieściszowic
2	JT 70 A	1	41,4	31,9	0-7	7,3	8,6	10,0	—	+	—	—	—	Na SE od Rędzin
3	JT 94 A	1	21,6	51,4	3-5	(0,5)	6,2	19,5	—	+	—	—	—	Na E od Rędzin
4	JT 773 xB	1	45,9	40,6	4-7	(0,9)	(3,0)	9,7	—	—	—	—	—	Na S od Pacyzyna
Lupki pirytonosne z Wieściszowic — Wieściszowice pyrite bearing schists														
5	JT 78 B	1	35,0	46,6	5-7	(0,5)	1,8	7,3	—	—	—	—	—	8,8 p
6	JT 78 D	1	41,4	36,1	3-6	(0,9)	3,0	9,7	—	—	—	—	—	9,6 p
7	JT 78 M	1	17,8	34,7	7-8	(++)	(++)	39,9	—	+	—	—	—	5,3 p
8	JT 78 N	1	42,4	42,2	8	(++)	4,6	10,1	—	+	—	—	—	6,5 p
Zieleńce i lupki zieleńcowe — Greenstones and greenschists														
9	JT 22	1	17,0	14,2	2-5	(4,7)	29,9	31,4	—	—	—	—	—	0,6 m
10	JT 697 x	1	15,4	39,0	1-4	(3,4)	21,0	19,0	—	—	—	—	—	0,5
11	JT 635/28	1	2,7	56,2	3-5	++	11,6	28,8	—	++	—	—	—	0,3 m
12	JT 95	1	11,4	29,3	< 7	++	19,0	26,3	(12,0)	1,2	+	—	—	0,8 p
Amfibolity albitowe, amfibolity epidotowo-albitowe, prazyńity Albite amphibolites, epidote albite amphibolites, prasinities														
13	JT 24 F	1	—	60,2	4-6	++	1,4	++	34,8	0,2	—	—	—	3,4 m
14	JT 24 I	1	10,0	58,6	3-7	++	2,6	+	28,8	+	—	—	—	++p
15	JT 24 K	1	—	42,3	< 7	(3,7)	2,0	7,9	41,4	+	+	—	—	3,7 m
16	AZ 9 E	1	—	13,9	?	—	—	0,7	79,1	—	—	0,2	—	6,0
17	JT 717 A	1	22,8	44,3	1-7	+	14,3	5,8	15,0	+	—	—	—	1,8 m
18	JT 635/11	1	19,9	48,2	3-6	—	4,7	—	48,1	0,8	—	—	—	0,7 m
19	JT 665 B	1	10,5	40,2	< 5	—	7,3	+	41,2	++	—	—	—	0,8 m
20	JT 583 B	1	11,1	41,2	3-8	—	12,1	+	34,6	0,5	—	—	—	0,8 m
21	JT 670 A	1	7,7	34,7	< 7	—	13,6	+	34,7	1,2	—	—	—	1,9 m
Amfibolity zojytowe — Zoisite amphibolites														
22	JT 662 x	2	—	57,1	S	—	1,0 I	+	41,3	—	—	—	—	0,6 m
23	JT 663 B	2	—	36,7	S	—	4,2 I	+	58,3	—	—	—	—	0,7 m

AZ — kolekcja A. Zeniuk (1960). Objaśnienia skrótów jak przy tabeli 4 i 5.  
 AZ — A. Zeniuk collection (1960). For other explanations of symbols and abbreviations see Tables 4 and 5.

tyzacja, saussurytyzacja). Odmianę tę, wyróżnioną przez G. Berga (1912) jako amfibolity kwarcowe, nazwano w niniejszej pracy kwarcowym amfibolitem albitowym (tab. 6, anal. 17, 18 i 20). W przypadku chlorytyzacji składników ciemnych tych skał mamy do czynienia z łupkami kwarcowo-chlorytowo-albitowymi.

*Amfibolity epidotowo-albitowe* różnią się od poprzednio opisanych skał znaczną zawartością (do około 15% obj.) minerałów z grupy epidotu (głównie epidot, rzadziej klinozoiyzyt, sporadycznie pistacyt), tworzących zarówno niewielkie osobniki, jak i większe blasty (tab. 6, anal. 21). Amfibolity epidotowo-albitowe są jednak wyraźnie mniej pospolitą odmianą niż amfibolity albitowe. Ciągłe przejścia łączą oba te typy skalne między sobą, jak również z opisanymi niżej zieleńcami.

*Amfibolity zoizytowe*. Mają one w przeciwieństwie do uprzednio opisanych skał rozprzestrzenienie ograniczone do zachodnich stoków Koszuty (827 m) oraz obszaru między Białymi Skałami (919 m) a widłami Złotej i Białego Strumienia. Są to masywne skały średnioziarniste. Ich struktura przypomina reliktową strukturę gabrową. Jej pierwotny charakter nie jest jednak zupełnie pewny i z tych względów sklasyfikowano amfibolity zoizytowe jako nie zawierające reliktów. Skały te składają się głównie z zoizytu i amfibolu. Zoizyt tworzy agregaty mikroblastów, którym towarzyszy podrzędnie występujący albit. Ich kształt sugeruje wyraźnie, że są to pseudomorfozy po tabliczkach zasadowego plagioklaz. Amfibol należy do szeregu aktynolit — hornblenda aktynolitowa. Mineral ten zawiera miejscami w środkowych partiach słupków wzrostki słabiej zabarwionego minerału (relikty piroksenu?). Sporadycznie spotyka się w tych skałach kwarc, najprawdopodobniej jako składnik wtórny. Minerałem akcesorycznym są rzadko rozsiiane skupienia magnetytu (tab. 6, anal. 22, 23).

O ile struktura amfibolitów zoizytowych, na ogół bardzo podobna do gabrowej, wydaje się wskazywać na pochodzenie tych skał ze zmienionych ciemnych skał magmowych, o tyle wyniki analiz chemicznych tych skał (Narębski 1968) wykazują odchylenia od składu chemicznego skał rodziny gabra w zawartości  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ .

*Prazynity*. Są one skałami bardzo zbliżonymi składem mineralnym do opisanych wyżej amfibolitów albitowych i epidotowo-albitowych. Różnią się od nich występowaniem amfibolu o intensywnie niebieskozielonym zabarwieniu.

*Łupki glaukofanowe*. Były opisywane już dawniej przez G. Berga (1912, str. 163; 1941, str. 48) oraz O. Juskowiaka (1957). Skały te zawierają zmienne ilości glaukofanu ( $\alpha$  = fioletowa,  $\beta$  = zielonofioletowa,  $\gamma$  = szaroniebieska,  $z/\gamma = 6-9^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,013-0,015$ ),

towarzyszą mu często amfibole o charakterze aktynolitu. Pospolitymi minerałami są epidot oraz chloryt (wtórny produkt chlorytyzacji amfiboli), sporadycznie występuje granat oraz minerał blaszkowy o pleochroizmie w odcieniach rudobrunatnych (stilpnomelan?). Głównym minerałem jasnym jest albit  $< 7\%$  an., natomiast kwarc występuje rzadko. Minerałami akcesorycznymi są tytanit i magnetyt.

Łupki glaukofanowe są źle odsłonięte i wskutek tego niedostatecznie zbadane. Oznaczenia własności optycznych glaukofanu wykonane były na drobnych ziarnach tego minerału; mogą być wskutek tego obciążone błędem.

*Zieleńce i łupki zieleńcowe*. W zależności od tekstury masywnej bądź łupkowej wyróżniono dalej zieleńce bądź łupki zieleńcowe. Są to skały o dużym udziale minerałów ciemnych reprezentowanych głównie — lub wyłącznie przez zespół chloryt — epidot. Z minerałów zabarwionych występuje ponadto miejscami aktynolit. Zieleńce aktynolitowe stanowią przejścia do amfibolitów epidotowo-albitowych. Kwarc występuje sporadycznie jako składnik wtórny. Minerałami akcesorycznymi są leukoksen, magnetyt, sporadycznie piryt. Kalcyt występuje jako minerał podrzędny; skały, w którym minerał ten ma większe znaczenie skałotwórcze, stanowią przejścia do łupków chlorytowo-kalcytowych (tab. 6, anal. 9—12).

*Łupki chlorytowo-kalcytowe*. Chloryt i kalcyt są głównymi minerałami skałotwórczymi tych skał. Tworzą one często naprzemianległe prawie monomineralne laminy o soczewkowatym kształcie. Epidot odgrywa rolę podrzędną, klinozoiyzyt jest rzadki. Kwarc pojawia się sporadycznie. Skały te zawierają ponadto zmienne ilości magnetytu miejscami stowarzyszonego z tytanitem.

Łupki chlorytowo-kalcytowe stanowią prawdopodobnie produkt metamorficznej przeróbki zespołu zasadowych tufitów przełamanych z materiałem węglanowym osadowego pochodzenia. Wkładki węglanowe w dolnej części formacji wulkanitów z Leszczyńca nie są ograniczone do niewielkich kilkumilimetrowych interkalacji w obrębie skał pochodzenia piroklastycznego. Na południowy wschód od miejscowości Przybokowice występuje soczewka zsylikowanych marmurów miąższości ponad 10 m. Skała ta była już szczegółowo opisywana dawniej (Berg 1938; J. Teisseyre 1968a).

*Łupki stilpnomelanowe*. Nie tworzą one nigdy większych mas skalnych, lecz tylko wkładki o miąższości od kilku do około 3 dcm. Skały te były opisywane przez G. Berga (1912, 1938, 1941) jako łupki biotytowe. Główny minerał blaszkowy tych skał różni się jednak w sposób wyraźny od biotyty. Wykazuje on mniej wyraźną łupliwość według ścian 0001, silny pleochroizm w barwach nie spotykanych u biotyty ( $\alpha$  = ochrowożółta,  $\beta$  = ruda



do pomarańczowej,  $\gamma =$  kasztanowobrunatna) i stosunkowo wysoką dwójłomność  $n_\gamma - n_\alpha = 0,055$ . Wśród łupków stilpnomelanowych wyodrębnić można dwie odmiany: łupki stilpnomelanowo-albitowe i łupki stilpnomelanowo-epidotowe.

*Łupki stilpnomelanowo-albitowe* składają się prawie wyłącznie ze stilpnomelanu i albitu (3—7% an.), występujących w ilościach mniej więcej równoważnych, ustępuje im wyraźnie kwarc. Minerale z grupy epidotu, aktyolit, chloryt i skupienia serycytu, występują sporadycznie. Minerale akcesorycznymi tych skał są magnetyt, leukoksen i reliktowy ilmenit.

*Łupki stilpnomelanowo-epidotowe* różnią się od odmiany poprzednio opisanej dużą zawartością epidotu, który jest w tych skałach jednym z głównych minerałów skałotwórczych i przeważa nad albitem. Chloryt występuje w zmiennych proporcjach, udział tlenków i wodorotlenków żelaza jest znaczny.

Wszystkie wyżej opisane typy skalne wykazują mniej lub bardziej wyraźny związek z zasadowymi wulkanitami (diabazy, bazyalty, spility) bądź z ich tufami, a niektóre z nich pochodzą prawdopodobnie z zasadowych tufitów przemieszanych ze skałami węglanowymi. Skały te można przeciwstawić drugiemu wielkiemu zespołowi łupków ze znaczną przewagą składników jasnych — albitu i kwarcu. Są to łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe bądź serycytowo-albitowo-kwarcowe, nawiązujące do skał typu keratofirów, a najczęściej keratofirów kwarcowych.

*Łupki chlorytowo-albitowe.* Są to skały zawierające oprócz albitu i chlorytu nieliczny stosunkowo epidot, kwarc pojawia się sporadycznie w ilościach poniżej 5%. Minerale akcesorycznymi tych skał są magnetyt, któremu miejscami towarzyszy piryt, i leukoksen. Jest to stosunkowo rzadko spotykana odmiana przejściowa między zieleńcami a łupkami chlorytowo-albitowo-kwarcowymi.

*Łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe.* Skały te tworzą bardzo różnej wielkości stosunkowo cienkie wkładki nie przekraczające grubości 20—30 cm aż po soczewki o miąższości kilkunastu metrów, a rozciągłości kilkuset metrów. Łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe stanowią obok amfibolitów albitowych najczęściej spotykaną odmianę złupkowanych metawulkanitów na zbadanym obszarze (tab. 6, anal. 1, 2, 4). Składniki jasne (kwarc i albit) stanowią od 75 do 95% (obj.) tych skał. Składniki te tworzą na ogół mozaikę nieco wydłużonych blastów ułożonych zgodnie ze strukturą łupkową skały. Kwarc niekiedy tworzy monomineralne soczewkowate laminki o grubości 1—2 mm. Wydaje się, że powstały one przez granulację większych kryształów tego minerału będących prakryształami odmian wydłużonych bądź żyłowych skały macierzystej albo

też porfiroklastami w przypadku tufów. Obok kwarcu i albitu łupki te zawierają serycyt i chloryt w zmiennych proporcjach. Epidot, częściej klinozoyt, występuje sporadycznie, odgrywając większą rolę jedynie w rzadkich odmianach stanowiących przejścia do zieleńców. Częściej obserwowana jest odmiana łupków zawierająca serycyt jako główny minerał blaszkowy. Są to łupki serycytowo-albitowo-kwarcowe (tab. 6, anal. 2). Zarówno łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe, jak i odmiana serycytowa, wykazują obecność podobnych minerałów akcesorycznych. Jest to zespół: magnetyt i leukoksen, sporadycznie towarzyszą im siarczki. Koncentracja pirytu jest w niektórych przypadkach tak znaczna, że zawierające ten minerał skały były eksploatowane. Ten typ skał znany jest z literatury polskiej (Nielubowicz i Jaskólski 1957; Nielubowicz 1958; Jaskólski 1964) jako łupki pirytonośne z Wieściszowic.

*Łupki pirytonośne z Wieściszowic.* Były one dawniej opisywane jako łupki talkowe (Websky 1853) lub łupki rudonośne (Berg 1913, 1938). Dawniejsze opisy G. Berga ostatnio zostały uzupełnione przez prace badaczy polskich, spośród których najbardziej kompletne opisy petrograficzne podaje S. Jaskólski (1964). Wyróżnia on w zespole łupków pirytonośnych: a) warstwy stropowe (łupki chlorytowe i chlorytowo-kwarcowe), b) warstwy ze strefy okruszczenia (laminowane łupki chlorytowo-serycytowe oraz srebrzystozielonkawe łupki chlorytowo-serycytowe z soczewkami pierwotnego kwarcu), c) warstwy spagowe (afanitowe łupki chlorytowo-wapienne), d) zieleńce. Opisy S. Jaskólskiego (*op. cit.*) oparte są głównie na rdzeniach wiertniczych, a więc materiały o wiele pełniejszym i lepiej zachowanym niż ten, który można zebrać w starych wyrobiskach górniczych. Badania autora niniejszej pracy ograniczyły się z konieczności do próbek pobranych z odkrywek, co pozwoliło wyróżnić wśród łupków z Wieściszowic dwie odmiany: pirytonośne łupki serycytowo-chlorytowe i pirytonośne łupki chlorytowe.

*Pirytonośne łupki serycytowo-chlorytowe* są skałami o teksturze laminarnej. Skały te są prawdopodobnie odpowiednikiem wyróżnionych przez S. Jaskólskiego (1964, str. 46) łupków srebrzystobiałych. Łupki pirytonośne serycytowo-chlorytowe są odmianą przeważającą we wszystkich znanych odkrywkach łupków z Wieściszowic. Są to skały złożone głównie z kwarcu i albitu (2—8% an.). Kwarc wykazuje tendencje do tworzenia monomineralnych segregacji, przy czym jest to proces wywołany wyraźnie przez deformacje tektoniczne (patrz niżej rozdział o tektonice). Segregacje te mają charakter bądź to struktur prętowych, bądź też cieni naciskowych dookoła porfiroblastów pirytu. Te ostatnie były opisywane przez S. Jaskólskiego raz pod przejętym od geologów radziec-

kich terminem „chwosty”, w innych przypadkach jako struktury oolitowe. Serycyt i słabo zabarwiony chloryt tworzą cienkie laminy. Piryty obecny jest zawsze w ilościach od kilku do kilkunastu procent. Wielkość kryształów waha się od 0,1 do 2,0 mm. Oprócz głównych minerałów skałotwórczych występują sporadycznie w tych skałach kalcyt oraz słabo dwójłomny agregatowy minerał przypominający substancję ilaritową (tab. 6, anal. 5 i 6). Nie znaleziono natomiast opisywanych przez S. Jaskólskiego śladów materiału tufowego i substancji węglistej.

*Pirytonośne łupki chlorytowe* występują w północno-wschodniej części dużej odkrywki w Wieściszowicach. Miąższość tego poziomu ocenić można na 3—4 m. Pirytonośne łupki chlorytowe, różniące się wyraźnie od opisanej wyżej odmiany serycytowo-chlorytowej teksturą i zabarwieniem, są prawdopodobnie odpowiednikiem „schlorytyzowanych łupków amfibolowych” G. Berga (1913) lub „zieleńców skaleniowo-chlorytowych” S. Jaskólskiego. Pirytonośne łupki chlorytowe są skałami słabo złupkowanymi. Zawierają one mniej kwarcu i plagioklazów (5—7% an.) niż wyżej opisana odmiana. Ze składników ciemnych największą rolę odgrywa chloryt na ogół intensywnie zabarwiony. Towarzyszy mu epidot zwyczajny, sporadycznie pojawia się pistacyt, aktynolit, kalcyt. Rzadkim składnikiem jest zielononiebieska hornblenda. Udział pirytu w tych skałach jest wyraźnie mniejszy (tab. 6, anal. 7 i 8).

Na podstawie zebranych dotychczas próbek przeprowadzenie bardziej szczegółowego podziału jest trudne. Profile opisywane przez G. Berga (1913) były opracowane na podstawie obserwacji w odkrywkach i sztolniach w czasie prowadzonych robót górniczych; pozwalało to na przeprowadzenie o wiele bardziej kompletnej obserwacji niż w chwili obecnej. To samo dotyczy niedawno wydanej pracy S. Jaskólskiego (1964) opartej — jak już wspomniano — na interpretacji próbek pobranych z rdzeni wiertniczych.

#### *Gnejsy paczyńskie*

Drobnoziarniste gnejsy masywne. Są to skały o zdecydowanej przewadze składników jasnych. Albit (3—7% an.) tworzy listewkowate osobniki o długości od 0,5 do 3,0 mm, ułożone bezładnie (pl. IV, fot. 3), podobnie jak w przypadku struktury ofitowej diabazów. Interstycja wypełniona są kwarcem, któremu towarzyszą minerały ciemne. Te ostatnie są reprezentowane przez hornblendę zabarwioną na kolor zielononiebieski, być może bliską glaukofanowi, lub brunatnorudy stilpnomelan (pl. IV, fot. 4). W niektórych przypadkach obserwowano współwystępowanie tych dwu minerałów. Amfibol i stilpnomelan ulegają miejscami chlorytyzacji. Minerały ciemne często występują w tych skałach gniazdowo w towarzystwie akce-

sorycznego magnetytu i leukoksenu oraz minerałów z grupy epidotu. Mineralami akcesorycznymi tych skał jest tytanit, występujący często w postaci leukoksenowej, magnetyt, sporadycznie piryt. Ten ostatni jest często utleniony, dając limonitowe naloty (tab. 7, anal. 1—3). W kamieniołomie w miejscowości Klatka, będącym największą odkrywką drobnoziarnistych masywnych gnejsów paczyńskich, skałom tym towarzyszą żyły aplitowe o granofirowej strukturze, złożone wyłącznie z kwarcu i albitu.

*Gnejsy laminowane i oczkowe.* Skały wykazujące teksturę laminarną są wśród gnejsów paczyńskich spotykane o wiele częściej niż masywne. Oczkowa tekstura tych skał (sporadyczna) rzadko jest rozwinięta w sposób typowy. Powstała ona raczej drogą deformacji większych tabliczkowych kryształów niż przez megablastyczny wzrost tych ostatnich. Ze względu na charakter minerałów ciemnych można w typie laminowanych i oczkowych gnejsów paczyńskich wyróżnić dwie odmiany: chlorytową i hornblendową:

Do *odmiany chlorytowej* należą skały wybitnie bogate w minerały jasne, kwarc i plagioklaz (stanowią 80—95% obj. skały). Albit (2—6% an.) występuje na ogół w tabliczkowych osobnikach o często dość regularnych kształtach (2—18 mm). Relikty budowy pasowej pierwotnego plagioklazu są widoczne w postaci stref wzbogaconych w serycyt, zoizyt lub klinozoizyt. Tabliczki plagioklazu wykazują różny stopień deformacji, począwszy od lekko spękanych o zuskokowanych lamelkach bliźniaczych, a skończywszy na takich, w których deformacja zatarła zupełnie kształt pierwotny. W przypadkach skrajnych, gdy deformacja prowadzi do zatarcia pierwotnego kształtu i zaokrąglenia konturów, powstaje tekstura oczkowa. Kwarc, drugi składnik tych skał, występuje w formach bardzo urozmaiconych, począwszy od wypełnień przestrzeni interstycjalnych między większymi tabliczkowymi plagioklazami, a skończywszy na wypełnieniu drobnych żyłek. Kwarc z reguły wykazuje faliste lub smużyste wygaszanie światła; w przypadkach skrajnych jest zgranulowany na mozaikę.

Jakkolwiek w żadnym zbadanym preparacie nie stwierdzono obecności skalenia potasowego, na jego pierwotną obecność wskazują skupienia serycytu, których regularne zarzysy sugerują, że są to pseudomorfozy po skaleniu potasowym. Łyszczyc jasny wykształcony najczęściej serycytowo występuje w formie rozproszonej bądź też skupia się w plastrowate agregaty. Głównym minerałem ciemnym tych skał jest intensywnie zabarwiony chloryt. Towarzyszą mu agregaty minerałów z grupy epidotu (epidot zwyczajny, rzadziej klinozoizyt) oraz skupienia składników akcesorycznych: magnetytu i tytanitu lub leukoksenu (tab. 7, anal. 7).

*Odmiana hornblendowa* różni się od wyżej

Tabela 7

Analizy mikrometryczne reprezentatywnych próbek skalnych formacji z Leszczynica, część III (gnejsy paczyńskie)  
Modes of the representative samples of the Leszczyniec Formation, part III (Paczyn Gneisses)

Nr analizy Analysis No	Nr próbki Sample No	Liczba analizowanych preparatów Number of analysed thin sections	Kwarcz Quartz	Plagioklasy Plagioclases	% an. w plagioklazie An. per cent	Muskowit (serycyt) (Sericite)	Epidot (zojyt) (Zoisite)	Chloryt Chlorites	Hornblenda Hornblende	Tytanit (leukoksen) (Leucokene)	Kalcyt Calcite	Apatyt Apatite	Nieprzeznaczyste Opq. min.	Nie oznaczone Nonidentified	Lokalizacja Locality
<b>Masywne gnejsy drobnoziarniste (Mikrogranity albitowe)</b> <b>Massive fine grained gneisses (Albite microgranites)</b>															
1	JT 542 A	2	39,6	49,2	3-5	(1,6)	1,4	2,1	4,0	—	—	++	0,4m	0,7	Leszczyniec
2	JT 522/O	1	45,7	40,0	4-5	(2,0)	2,0	4,5	1,9	0,3	0,6	—	2,1m	2,9SB	Klatka
3	JT 547 D	2	37,7	52,0	5	1,1	0,9	1,1	0,1	—	1,8	—	0,9m	0,5SB	Leszczyniec
<b>Gnejsy kataklastyczne — Cataclastic gneisses</b>															
4	JT 71 B	3	48,8	45,8	4	(0,8)	—	2,0	—	—	—	—	0,6mh	—	Raszów
5	LS 8		46,18	41,91	4-5	2,43	2,85	3,98	—	—	2,52	—	0,09m	—	Leszczyniec (przekop kolejowy mię- dzy stacją Leszczyniec a Ogorzelec)
6	LS 15		56,79	29,87		2,64	0,10	7,06	—	—	3,25	—	0,29m	—	
<b>Gnejsy laminowane i oczkowe — Laminated and augen gneisses</b>															
7	JT 742 A	3	39,4	49,5	2-4	(2,8)	4,4	2,2	—	(0,3)	—	—	0,9m	0,5	Ogorzelec
8	JT 549	3	45,4	35,2	4-6	7,3PS	2,3	2,7	4,1	0,2	1,1	—	1,5m	0,2	Leszczyniec
9	JT 870x	3	28,9	46,0	S	(2,3)	4,3	1,9	15,0	0,5	—	++	1,1m	—	Nowa Białka
<b>Srednioziarniste amfibolity kwarconośne</b> <b>Medium grained quartz bearing amphibolites</b>															
10	JT 524 A	2	9,8	60,5	S	++	7,0 I	21,1	—	0,3	—	++	1,2mp	—	Wzgórze bezimienne na N od Pa- czyzna
11	JT 525	2	11,8	46,0	S	—	3,4 I	9,5	27,7	(0,7)	—	++	0,9m	—	
12	JT 873x	2	8,5	32,2	S	—	3,1 I	12,2	30,0	1,8	—	0,2	1,0m	—	

Objaśnienia skrótów i symboli: JT — kolekcja autora, LS — kolekcja L. Seredy (1960); ++ < 0,1%, + < 0,01%; liczby oznaczające procenty ujęte w nawias odno-  
szą się do minerałów, których nazwy ujęto w nawiasach w nagłówkach kolumn; S — zasadowy plagioklaz zmieniony w agregat saursurytowy, I — minerały epidotowe w postaci  
zindywidualizowanych porfiroblastów, PS — serycytowe pseudomorfozy po skałeni potasowym, SB — stilpnomelan lub biotyt; h — hematyt, m — magnetyt, p — poryt.  
Explanations of symbols and abbreviations: JT — present author's collection, LS — L. Sereda collection (1960); ++ < 0.1 per cent, + < 0.01 per cent; numbers  
in parentheses refer to minerals in parentheses in respective column heads; S — basic plagioclase transformed into saursurite aggregate, I — epidotes as individual por-  
phyroblasts, PS — sericite pseudomorphs after kali-feldspar, SB — stilpnomelane or biotite; h — hematite, m — magnetite, p — pyrite.

opisanej nieco większą na ogół zawartością plagioklazów oraz minerałów ciemnych, z których główną rolę odgrywa hornblenda. Tekstura tych skał jest w większości przypadków bardziej masywna niż w odmianie chlorytowej. W plagioklazach odmiany hornblendowej procesy saussurytyzacji doprowadziły do wydzielenia minerałów epidotowych w ilościach wyraźnie większych niż w odmianie chlorytowej. Hornblenda tych skał tworzy słupki dochodzące do 15, a sporadycznie nawet 20 mm długości. Jest ona na ogół silnie zabarwiona ze znaczną zmiennością odcieni, niekiedy w obrębie jednego osobnika. Schemat pleochroizmu hornblendy:  $\alpha$  = bledożółta do bledożółtozielonej,  $\beta$  = żółtozielona do zielonej lub oliwkowa,  $\gamma$  = trawiaściezielona do niebieskozielonej lub brunatnozielonej. Inne własności tego minerału również są zmienne  $\angle z/\gamma = 12-22^\circ$ ;  $n_\gamma - n_\alpha = 0,017-0,022$ . Hornblendzie towarzyszy epidot, niekiedy wtórny chloryt oraz minerały akcesoryczne: magnetyt, tytanit i sporadycznie apatyt (tab. 7, anal. 8, 9).

Odmiana ta łączy się ciągłymi przejściami ze skałami zwanymi przez G. Berga „pierwszą odmianą gnejsów hornblendowych”. Charakteryzują się one znaczną zasadowością pierwotnych plagioklazów oraz niską zawartością kwarcu. Skały te występują wyłącznie na wzgórzu (720 m) położonym na północ od Paczyna. Będą one poniżej opisane jako średnioziarniste amfibolity kwarconośne.

**Srednioziarniste amfibolity kwarconośne.** Minerale ciemne i pseudomorfozy po plagioklazach stanowią 85—95% (obj.) tych skał. Plagioklasy, pierwotnie zapewne zasadowe, uległy silnej saussurytyzacji. Wydzielone w tym procesie ziarenka klinozoizytu są rozmieszczone nierównomiernie, sugerując wyraźnie pasową budowę pierwotnych plagioklazów. Albit jest silnie maskowany przez klinozoizyt i trudny do oznaczenia (3—12% an.). W jednym przypadku oznaczony plagioklaz wykazał skład labradoru (54% an.), jest to prawdopodobnie relikwyt pierwotnego składu. Hornblenda amfibolitów kwarconośnych wykazuje zbliżone własności optyczne do tego samego składnika w gnejsach laminowanych i oczkowych. Ulega ona często fragmentarycznej chlorytyzacji, ale tylko w jednym przypadku obserwowano zupełne zastąpienie tego składnika przez chloryt. Chlorytyzacji towarzyszy blasteza epidotu tworzącego często duże blasty. Mineralami ciemnymi tych skał są: magnetyt, tytanit, występujący często w postaci leukoksenowej, i apatyt (tab. 7, anal. 10—12).

**Gnejsy kataklastyczne.** Kataklastyczna tekstura, widoczna często megaskopowo, jest wyraźną cechą tych skał. Tekstura laminarna jest miejscami także widoczna, wykształcona jednak zawsze w sposób niezbyt wyraźny. Jest to wśród gnejsów paczyńskich typ

najbardziej bogaty w jasne składniki, albit i kwarc, których sumaryczna zawartość zawsze przekracza 90% (obj.). Kwarc z reguły wykazuje objawy silnej deformacji, często występuje zupełna granulacja tego składnika, miejscami obserwuje się struktury parkietowe przypominające niekiedy mikroklinową kratkę bliźniaczą, natomiast smużyste i faliste znikanie światła obserwuje się rzadziej. Albit (3—7% an., sporadycznie do 12%) występuje zarówno w formie dużych (5—12 mm) tabliczkowych osobników, wyraźnie albitowo lub peryklinowo zbliźniaczonych, jak i albitu szachownicowego, podrzędnie także nieprawidłowych blastów niekiedy nie wykazujących zbliźniaczeń. Duże tabliczkowe osobniki są często dość obficie przyprószone serycytem, wykazują objawy deformacji wyraźnie widoczne w postaci zuskokowania lub fleksuralnego wygięcia lamelek bliźniaczych. Albit szachownicowy tworzy bądź to samodzielne osobniki, bądź też obwódki dookoła tabliczkowego albitu zbliźniaczonego albitowo lub peryklinowo. W jednym przypadku stwierdzono relikty skalenia potasowego wewnątrz albitu szachownicowego, natomiast występowanie mikroklinu jako samodzielnego składnika tych skał (Szałamacha 1967, str. 72) nie zostało potwierdzone dotychczas badaniami żadnej płytki cienkiej.

Głównym minerałem ciemnym jest chloryt (pennin) o dość wyraźnym zabarwieniu w tonach zielonych przy nikłym na ogół pleochroizmie. Relikwytowy biotyt obserwowany jest sporadycznie. Chlorytowi często towarzyszy epidot zwyczajny, rzadziej klinozoizyt bądź zoizyt. Minerale te tworzą niekiedy samodzielne agregaty lub megablasty. Składniki akcesoryczne to: tytanit, niekiedy w postaci leukoksenowej, tlenki, miejscami wodorotlenki żelaza, które towarzyszą skupieniom minerałów ciemnych oraz siarczki i kalcyt spotykane sporadycznie (tab. 7, 4—6).

Strefy graniczne gnejsów paczyńskich i metawulkanitów. Bardzo charakterystycznym zjawiskiem dla tych stref jest alternacja gnejsów paczyńskich typu kataklastycznego, występujących w postaci żył o grubości od kilku decymetrów do kilkunastu metrów, z różnymi drobnoziarnistymi metawulkanitami, często o charakterze zasadowym. Zjawiska te, występujące prawdopodobnie dość powszechnie zarówno w Rudawach Janowickich, jak i w Grzbiecie Lasockim, są najlepiej widoczne w dwu odkrywkach: w starym kamieniołomie położonym na północ od wsi Raszów oraz w przekopie kolejowym między stacjami Leszczyniec i Ogorzelec (trzeci z kolei licząc od stacji w Leszczyncu). Ta ostatnia odkrywka była szczegółowo zbadana przez L. Seredę-Porębską (1960). Skały jasne mają charakter typowych gnejsów paczyńskich typu kataklastycznego bądź aplitów o strukturze granofirowej.

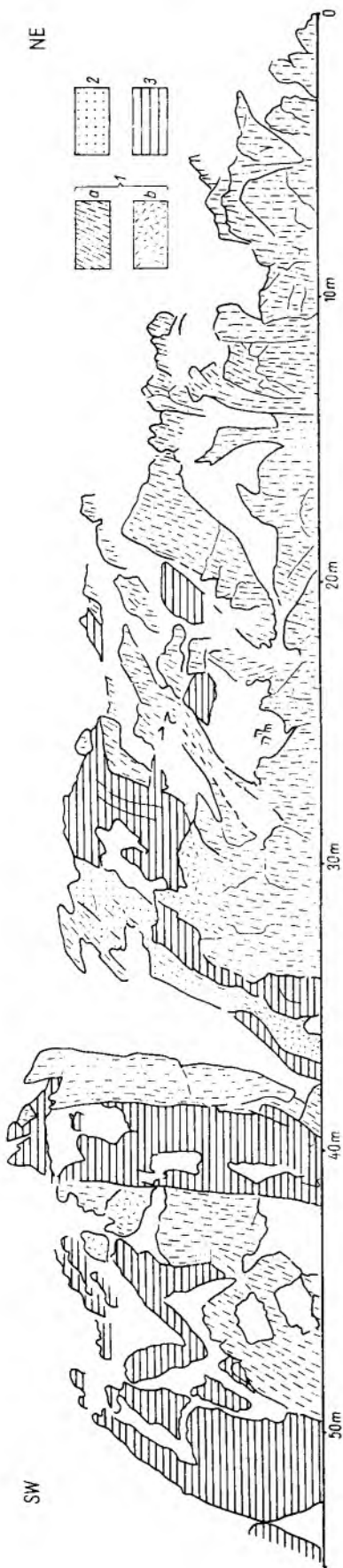


Fig. 8

Uproszczony profil przekroju kolejowego między Leszczyńcem a Ogorzelcem (wg L. Sereda-Porębskiej z nieznacznymi modyfikacjami autora)  
 1 — gnejsy pacyńskie: a — typ kataklastyczny, b — gnejsy pacyńskie odmiana szczególnie silnie skataklazowana i zsylikowana; 2 — apłit z zachowaną reliktową strukturą granofitową, 3 — amfibolity albitowe i zieleńce

Simplified section along the railway cut between Leszczyńcem and Ogorzelec (after L. Sereda-Porębska, slightly modified by the present author)  
 1 — Pacyń Gneisses: a — cataclastic type, b — Pacyń Gneisses very strongly cataclased and silicified variety, 2 — aplite with preserved relic granophyric texture, 3 — amfibolite and greenschists

Towarzyszące tym skałom metawulkanity reprezentują dużą różnorodność typów, przeważają amfibolity albitowe wraz ze spokrewnionymi z nimi zieleńcami bogatymi w albit; obecne są też metadiabazy (wyłącznie odmiana albitowa), keratofiry kwarcowe oraz łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe. Obok stosunkowo nielicznych skał o zachowanych strukturach inicjalnych występują odmiany o strukturze łupkowej, brekcjowatej, kataklastycznej (szczególnie keratofiry kwarcowe i skały pokrewne), sporadycznie mylonitycznej. Granice między poszczególnymi typami skał są ostre, dotyczy to szczególnie granicy między gnejsami pacyńskimi a metawulkanitami. Powierzchnie graniczne są przeważnie tektonicznie silnie wyszlizgane. Gnejsy pacyńskie w strefie granicznej z metawulkanitami wykazują w wielu przypadkach szczególnie silną kataklazę. Zjawisko to daje się wyraźnie obserwować w wymienionym wyżej przekrobie kolejowym (fig. 8).

#### Regionalne zróżnicowanie formacji wulkanitów z Leszczyńca w Rudawach Janowickich — Grzbiecie Lasockim

Obszar między Janowicami Wielkimi a Raszowem został zbadany stosunkowo dokładnie, zwłaszcza jego część środkowa i południowa między doliną Mienicy a Raszowem, w których skały formacji wulkanitów z Leszczyńca są dość dobrze odsłonięte.

#### Obszar między Janowicami Wielkimi a Raszowem

Obszar ten charakteryzuje znaczna przewaga skał złupkowanych, spośród których część występuje w postaci ciągłych poziomów o rozciągłości do kilku kilometrów. W przeciwieństwie do nich metawulkanity masywne, zawierające reliktowe struktury i tekstury, są o wiele mniej częste. Gnejsy pacyńskie wyłącznie typu kataklastycznego występują na wschodnich stokach pasma Wielkiej Kopy oraz dalej na północ w rejonie przysiółka Uroda. Wschodnia tych skał jest ucięta — między Urodą a Przybkowicami — przez dużą dyslokację.

Łatwość prześledzenia niektórych szczególnych typów skalnych na dużej przestrzeni stwarza możliwość rozpoznania formacji wulkanitów z Leszczyńca na zasadach litostratygraficznych. Jako poziom przewodni wybrano pirytonośne łupki z Wieściszowic, odsłonięte w pasmie Wielkiej Kopy w kilku punktach dzięki prowadzonym pracom górniczym, a łatwe ponadto do rozpoznania w zwietrzelinie dzięki wyraźnemu rudochrowemu zabarwieniu. Przyjmując spąg tych łupków jako poziom dzielący formację wulkanitów z Leszczyńca, wyróżniliśmy dwa ogniwa: niższe — Wielkiej Kopy i wyższe — Wieściszowic.

Ogniwo Wielkiej Kopy (dolne). Na obszarze między górną częścią Wieściszowic a Janowicami Wielkimi kontaktuje ono z górnymi amfibolitami smużystymi formacji z Czarnowa. Kontakt ten został opisany szczegółowo już wyżej. Partia graniczna między tymi formacjami wykształcona jest jako amfibolity albitowe. Skały te tworzą poziomą do dość monotonnej litologii, o miąższości od kilkunastu do ponad pięćdziesięciu metrów. Ku stropowi przechodzą w zespół złupkowanych metawulkanitów, w którym obok amfibolitów albitowych dużą rolę odgrywają łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe i wkładki tufów keratofirowych. Podrzednie występują amfibolity albitowo-epidotowe i zieleńce różnych odmian. Łupki chlorytowo-węglanowe z wkładkami tufów keratofirowych są lokalnie (skałki na wschód od Rędzin) odmianą panującą. W ogniwie Wielkiej Kopy w rejonie Przybkowic występuje jedyna w całej formacji z Leszczyńca soczewka marmurów.

Masywne wulkanity są w omawianym ogniwie o wiele rzadsze, reprezentują je przeważnie niewielkie masy keratofirów kwarcowych, keratospilitów i ich tufów. Wyjątek stanowi zespół skalny nazwany za G. Bergiem (1912) gnejsami chlorytowymi z Jagody. Jego wychodnia ciągnie się od Kościelnej Górki (585 m), położonej na zachód od Wieściszowic, poprzez szczyt Wielkiej Kopy i zachodnie stoki Czubatej (705 m), aż po szczytowe partie Jagody (740 m). Gnejsy chlorytowe z Jagody są zespołem łupków kwarcowo-albitowo-chlorytowych, wykazujących oddzielność w formie grubych płyt. Skałom tym towarzyszą liczne soczewki masywnych lub słabo złupkowanych keratofirów i keratospilitów.

Obok opisanych wyżej gnejsów chlorytowych z Jagody można w monotonnej litologii ogniw Wielkiej Kopy wyróżnić strefę złożoną głównie z amfibolitów i zieleńców zawierających liczne wkładki łupków stilpnomelanowych. Rozciąga się ona od skałek na prawych orograficznych zboczach doliny Mienicy, w górnej części Wieściszowic, poprzez grzbiet wododziałowy rozdzielający dolinę Mienicy i Rędzińskiego Potoka, aż po okolice kościoła w Rędzinach. Dalej na południowy zachód nie udało się wychodzić tego zespołu prześledzić.

Ogniwo z Wieściszowic (górnego). W spągu tego ogniw występują łupki pirytonośne z Wieściszowic. Podawana na ogół w literaturze miąższość tego poziomu — rzędu 100 m — jest na pewno za wysoka, oceniano ją na podstawie szerokości wychodni w okolicach dużej odkrywki w Wieściszowicach, gdzie skały te są bardzo intensywnie sfałdowane. W sposób bardzo przybliżony można miąższość tych łupków ocenić na 40 do 70 m.

Powyżej łupków z Wieściszowic występuje zespół złupkowanych metawulkanitów o bardzo różnorodnym składzie, z wyraźną jednak prze-

wagą łupków chlorytowo-albitowo-kwarcowych oraz amfibolitów albitowych. Masywne metawulkanity spotyka się częściej niż w ogniwie Wielkiej Kopy. Na szczególną uwagę zasługuje duże, dające się ująć kartograficznie wystąpienie tych skał w rejonie szczytu (700 m) w północno-zachodniej części pasma Wielkiej Kopy. Metadiabazy albitowe są głównym typem występujących tam skał.

Metawulkanity graniczą od wschodu z gnejsami paczyńskim; strefa graniczna odsłonięta jest w starym kamieniołomie na północ od Raszowa i została opisana już wyżej. Na podstawie materiału występującego w postaci dużych bloków w zwietrzelinie, należy przypuszczać, że alternacja masywnych bądź złupkowanych metawulkanitów z gnejsami paczyńskimi jest zjawiskiem typowym dla strefy granicznej tych skał w całym pasmie Wielkiej Kopy.

#### *Obszar między Raszowem a Leszczyńcem*

Jest on poznany mniej dokładnie z powodu niewielkiej liczby dużych odkrywek oraz bardzo intensywnej wielofazowej tektoniki uskokowej w rejonie Wilkowyi (773 m) i Bukowej (751 m). Na obszarze tym nie obserwuje się występowania typów litologicznych, które mogłyby być wykorzystane jako poziomy przewodnik. Jedynym zespołem, który daje się łatwo skorelować z obszarem położonym dalej na północ, są gnejsy chlorytowe z Jagody. Skał tych jednak nie da się prześledzić na południe od północno-wschodnich zboczy Wilkowyi. Z tych przyczyn na omawianym obszarze nie podjęto próby podziału litostratygraficznego formacji wulkanitów z Leszczyńca, dzieląc je formalnie na zespół metawulkanitów i gnejsów paczyńskich.

Zespół metawulkanitów nazwany był w pracy autora (J. H. Teisseyre 1971) ogniwem zasadowych metawulkanitów. Wśród skał tego zespołu przeważają typy złupkowane; udział odmian masywnych jest wyraźnie większy na opisanym obszarze. Najlepszymi odsłonięciami tych skał są: przekop kolejowy na stacji Ogorzelec oraz przekop kolejowy między stacjami Ogorzelec i Leszczyńiec, pierwszy od Ogorzelca. W partii spągowej formacji z Leszczyńca przeważają amfibolity albitowe, częściowo w strefach szczególnie silnie zaburzonych tektonicznie, schlorotyżowane. Poza nimi występują na obszarze między Raszowem a Leszczyńcem wszystkie odmiany metawulkanitów znanych z obszaru opisanego poprzednio. Nowym typem skalnym są nie znane dawniej na tym obszarze amfibolity zoizytowe, znalezione na prawym zboczu doliny Mienicy oraz w sąsiedztwie przekopu kolejowego między stacją kolejową Leszczyńiec a Ogorzelec (trzeciego od Leszczyńca).

*Zespół gnejsów paczyńskich* nazwany był przez autora (J. H. Teisseyre 1971) ogniwem gnejsów paczyńskich. Skały tego zespołu mają na omawianym obszarze o wiele większe rozprzestrzenienie, wykazując jednocześnie o wiele większe zróżnicowanie. Obok typu kataklastycznego występuje tu typ laminarny i oczkowy tych skał i to zarówno odmiana chlorytowa, jak i hornblendowa. Strefa graniczna między gnejsami paczyńskimi a metawulkanitami jest odsłonięta w przekopie kolejowym w Leszczyńcu.

#### *Obszar między Leszczyńcem a Niedamirowem*

Obszar ten ograniczony jest od północy doliną Świdnika, a od południa i częściowo od zachodu granicą państwa. Rozpoznany on jest w sposób bardzo nierównomierny. Jest to spowodowane złym odsłonięciem dużych części obszaru, szczególnie zachodniej, oraz bardzo skomplikowaną, a niedostatecznie poznaną tektoniką. Dyskutowany obszar obejmuje większą część Grzbietu Lasockiego. W rejonie tym zwraca uwagę o wiele większy udział gnejsów paczyńskich oraz masywnych metawulkanitów w porównaniu z obszarem położonym na północ od doliny Świdnika. Na obszarze między Leszczyńcem a Niedamirowem nie podjęto próby litostratygraficznego podziału skał formacji z Leszczyńca, ponieważ nie udało się znaleźć dotychczas żadnego typu skalnego, który — mając dostatecznie duży zasięg oraz cechy litologiczne wystarczająco kontrastowe — mógłby spełniać rolę poziomu przewodniego. Z tych względów wydzielono jedynie zespół metawulkanitów oraz gnejsów paczyńskich, podobnie jak przeprowadzono to dla obszaru między Raszowem a doliną Świdnika.

Zespół metawulkanitów autor nazwał (J. H. Teisseyre 1971) ogniwem zasadowych metawulkanitów. Skały tego zespołu w części północnej omawianego obszaru występują w dwu, a lokalnie trzech wychodniach przedzielonych pasmami gnejsów paczyńskich. Pasma zachodnie rozciąga się od okolic Ogorzelca i Leszczyńca, gdzie wychodnię jego przesuują poprzeczne i skośne uskoki, poprzez górny bieg Złotego Potoku i Dolinę Białej Wody aż po obszar źródłiskowy Srebrnika. Głównymi masywnymi skałami tego pasma są metadiabazy (przeważnie odmiana saussurytowa). Na południe od doliny Białego Strumienia spotyka się spility o zachowanych strukturach reliktowych, natomiast keratofiry kwarcowe są składnikiem podrzędnym. Wśród metawulkanitów złupkowanych przeważają amfibolity albitowe, którym towarzyszą prazynty, sporadycznie amfibolity albitowo-epidotowe i zieleńce. Różne odmiany łupków chlorytowo-albitowo-kwarcowych oraz aktynowo-litowo-albitowych są wyraźnie rzadsze niż na obszarach położonych dalej na północ. Z wy-

chodnią metawulkanitów związane są amfibolity zoizytowe występujące na zachodnich stokach Koszuty (827 m) oraz na północnych stokach Białych Skał (919 m).

Druga bardziej na zachód położona wychodnia daje się prześledzić od Szarocina poprzez pasmo niewysokich bezimiennych wzgórz do Stankowej (825 m). Na południe od tego szczytu, między doliną Złotnej a Srebrnika, wychodnia ta przesunięta jest przez wiele uskoków skośnych bądź poprzecznych względem jej przebiegu. Jej prawdopodobną kontynuacją jest pasmo metawulkanitów przebiegające od Białych Skał do Kopiny (910 m). Zgodnie z wydzieleniami na mapie G. Berga (1940b) wychodnia ta miałaby się składać prawie wyłącznie z amfibolitów kwarcowych, którym towarzyszą porfiroidy. Szczegółowe badania wykazały, że zespół skalny występujący w tym pasmie metawulkanitów jest bardziej zróżnicowany. Odpowiedniki amfibolitów kwarcowych G. Berga — kwarconośne odmiany spilitów i amfibolitów albitowych są główną odmianą skalną wyłącznie na południowo-zachodnich stokach Stankowej oraz na północnych stokach Kluki (775 m). W innych częściach wschodniego pasma metawulkanitów te odmiany skalne występują podrzędnie. Panującymi są odmiany amfibolitów albitowych i metaspilitów, jak również bardziej kwaśne wulkanity zarówno złupkowane, jak i masywne (keratospility i keratofiry kwarcowe). Te ostatnie tworzą szczególnie szeroką wychodnię na południowo-wschodnich zboczach Stankowej. Podkreślić też należy obecność łupków glaukofanowych pojawiających się sporadycznie na południowym krańcu omawianej wychodni.

Zespół gnejsów paczyńskich również nie tworzy zwartej części obszaru występowania, ale jest rozdzielony na dwie części przez wschodnie pasmo metawulkanitów. W okolicach Leszczyńca i Ogorzelca wychodnia tych skał jest podzielona na szereg segmentów uskokami poprzecznymi.

Zachodnie pasmo gnejsów paczyńskich przebiega między Leszczyńcem, Klatką a obszarem źródłiskowym Srebrnika, gdzie jest ścięte przez poprzeczną dyslokację. Występują w nim głównie gnejsy paczyńskie typu laminarnego i oczkowego i to zarówno odmiany hornblendowej, jak i chlorytowej. Odmiana masywna drobnoziarnista występuje w dużym kamieniołomie w Klatce, a jej wychodnia sięga aż po wschodni skraj Leszczyńca. Odmiana kataklastyczna związana jest z sąsiedztwem metawulkanitów, liczne bloki do niej należące obserwowane były we wkopach na północno-wschodnich stokach Pliszki.

Wschodnie pasmo gnejsów paczyńskich rozciąga się między wschodnim skrajem Szarocina, Paczyna a zachodnim skrajem Jarkowic. W

pasmie tym przeważają gnejsy typu laminarnego i oczkowego odmiany hornblendowej. Na północ od Paczyna towarzyszą im kwarczośne amfibolity średnioziarniste. Rzadziej spotykana jest odmiana chlorytowa, prawdopodobnie tworzy ona przejścia do odmiany kataklastycznej.

#### Zestawienie obserwacji i uwagi o petrogenizie

Znaczne zróżnicowanie litologiczne formacji wulkanitów z Leszczyńca zostało w sposób syntetyczny ujęte w postaci serii profili (fig. 9). Mają one charakter bardzo schematyczny, oddając tylko w sposób przybliżony zmiany cha-

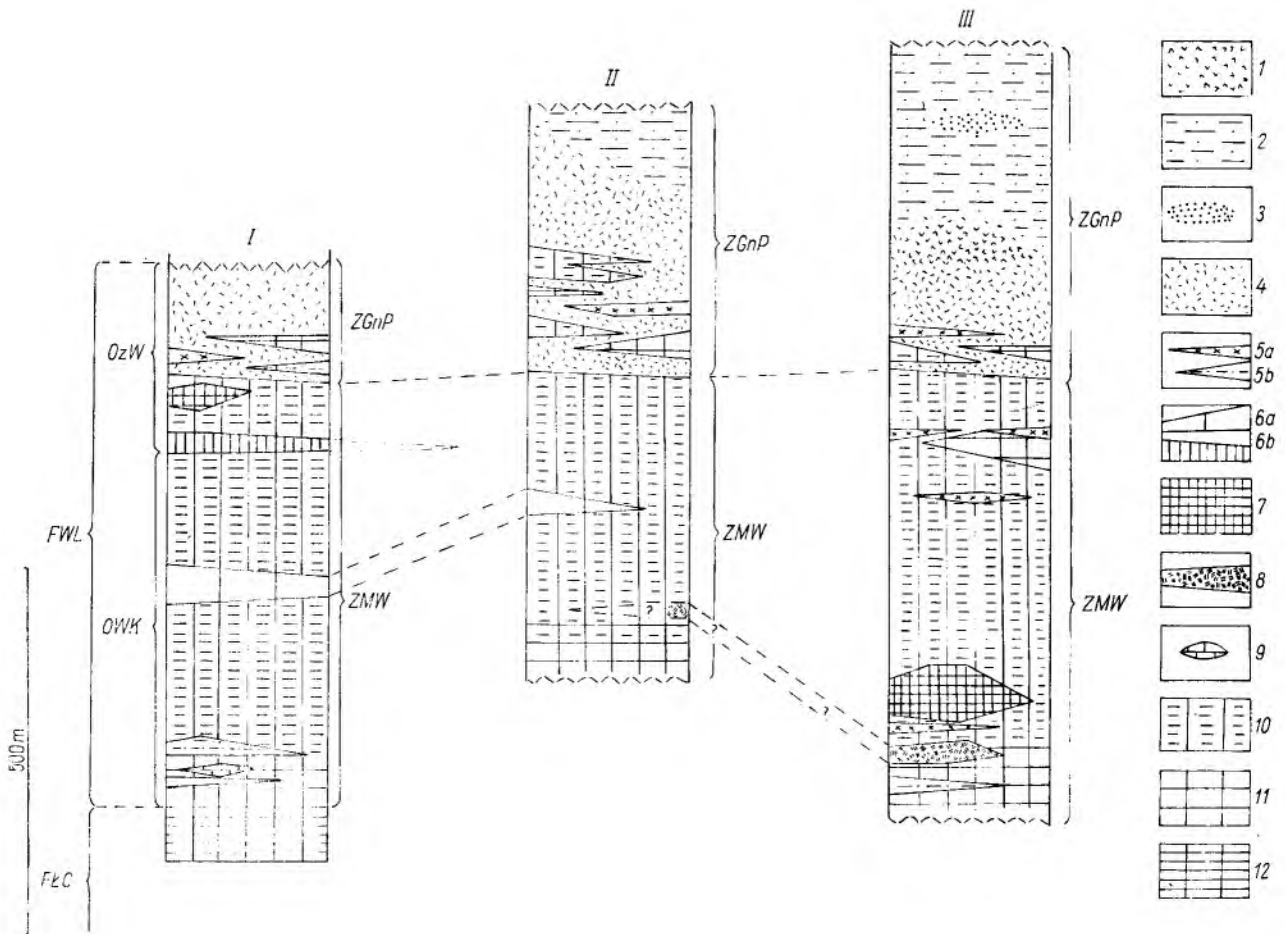


Fig. 9

#### Schematyczne profile porównawcze przez formację wulkanitów z Leszczyńca

I — północna część Rudaw Janowickich, II — południowa część Rudaw Janowickich, III — Grzbiet Lasocki. Skróty nazw jednostek: FWL — formacja wulkanitów z Leszczyńca, FLC — formacja łupkowa z Czarnowa, OWK — ogniwo Wielkiej Kopy, OzW — ogniwa z Wieściszowic, ZMW — zespół metawulkanitów, ZGnP — zespół gnejsów paczyńskich. 1 — gnejsy paczyńskie — typ drobnoziarnisty, masywny (mikrogranity albitowe), 2 — gnejsy paczyńskie — typ laminowany i oczkowy, 3 — średnioziarniste amfibolity kwarczośne, 4 — gnejsy paczyńskie — typ kataklastyczny, 5a — keratofiry, 5b — różne rodzaje metawulkanitów z wkładkami łupków stilpnomelanowych, 6a — „gnejsy chlorytowe z Jagody” (łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe z licznymi soczewkami keratofirów i keratospilitów), 6b — łupki pirytonośne z Wieściszowic, 7 — masywne metawulkanity, głównie zasadowe, 8 — amfibolity zoizytowe, 9 — wapień krystaliczne (w okolicach Przybkowic), 10 — nie rozdzielone metawulkanity zasadowe i kwaśne, przeważnie silnie złupkowane, 11 — złupkowane metawulkanity zasadowe (przeważnie amfibolity albitowe), 12 — amfibolity smużyste (formacje łupków z Czarnowa)

#### Generalized comparative sections through the Leszczyńiec Volcanite Formation

I — northern part of Rudawy Janowickie, II — southern part of Rudawy Janowickie, III — Grzbiet Lasocki. Abbreviations of rocks units names: FWL — Leszczyńiec Volcanite Formation, FLC — Czarnów Schist Formation, OWK — Wielka Kopa Member, OzW — Wieściszowice Member, ZMW — metavolcanite rock assemblage, ZGnP — Paczyn Gneisses rock assemblage. 1 — Paczyn Gneisses — fine-grained massive type albite microgranites), 2 — Paczyn gneisses — laminated and augen type, 3 — medium grained quartz-bearing amphibolites, 4 — Paczyn Gneisses cataclastic type, 5a — keratophyres 5b — various metavolcanites with stilpnomelane schists intercalations, 6a — „Jagoda Chlorite Gneisses” (chlorite-albite-quartz schists with lenses of keratophyres and keratospilites), 6b — Wieściszowice Pyrite-bearing Schists, quartz schists with keratophyre lenses, 7 — massive metavolcanites predominantly basic, 8 — zoisite amphibolites, 9 — crystalline limestones (in the vicinity of Przybkowice exclusively), 10 — basic and felsic metavolcanites non subdivided intensively cleaved, 11 — cleaved basic metavolcanites (mostly albite amphibolites), 12 — striped amphibolites (belonging to Czarnów Schist Formation)



rakteru litologicznego metawulkanitów. Obserwowana obecnie zmienność jest wypadkową zróżnicowania pierwotnego tych skał, jak również nałożonych w późniejszym etapie procesów metamorficznych, jednak dzięki zachowaniu się struktur reliktowych pochodzenie większości metawulkanitów formacji z Leszczyńca może być zrekonstruowane z dużym prawdopodobieństwem. Cechy teksturalne tych skał są natomiast na ogół silniej zatarte, a odtworzenie ich form występowania (sille, dajki, potoki lawowe) natrafia na duże trudności. O ile drobne formy żyłowe — zgodne lub niezgodne — dają się miejscami prześledzić w odkrywce, o tyle ich rekonstrukcja w skali mapy natrafia na duże trudności i może być przeprowadzona tylko w sposób uproszczony. Ruchy tektoniczne o charakterze nieciągłym powodują rozbitcie wszelkich większych form skalnych na wiele nieregularnych bloków.

Na podstawie obserwacji polowych oraz badań mikroskopowych można ustalić, że wśród metawulkanitów formacji z Leszczyńca przeważają dwa typy skalne. Pierwszy — reprezentują skały o charakterze spilitów, do których należy też zaliczyć metadiabazy albitowe oraz odpowiadające im odmiany złupkowane (amfibolity albitowe oraz kwarconośne amfibolity albitowe). Do typu drugiego należą keratofiry kwarcowe i ich tufy oraz pokrewne im skały złupkowane, jak łupki chlorytowo-albitowo-kwarcowe. O wiele rzadsze są odmiany pośrednie między tymi zasadniczymi typami — keratospility i keratofiry bezkwarcowe, mniej częste są również skały typu bazaltów. Do tych ostatnich należałoby zaliczyć metadiabazy saussurytowe i metabazalty.

Spilitowo-keratofirowy charakter zespołu skalnego formacji z Leszczyńca w sposób jeszcze bardziej wyraźny ilustrują analizy chemiczne oraz ich interpretacja podana w pracy W. Narębskiego (1968). Na zamieszczonym w tej publikacji diagramie Leaka (Narębski *op. cit.* fig. 1), przedstawiającym zależność między parametrami  $mg$  i  $c$  Niggliego, większość punktów projekcyjnych reprezentujących skały formacji z Leszczyńca układa się wzdłuż linii charakterystycznej dla skał magmowych. Jest to wyraźne potwierdzenie wniosków wypływających z obserwacji petrograficznych. Zwraca też uwagę odmienna pozycja punktów projekcyjnych amfibolitów zoizytowych. Te ostatnie nie leżą między polem skał magmowych a polem reprezentowanym przez margle dolomityczne. Na wykresie Parkera Poldervaarta (Narębski *op. cit.*, str. 2) większość punktów projekcyjnych metawulkanitów formacji Leszczyńca układa się wzdłuż linii ewolucyjnej asocjacji bazaltowo-spilitowo-keratofirowej. W pobliżu linii asocjacji bazaltowo-andezytowo-ryolitowej układają się tylko gnejsy paczyńskie i kwarconośne amfibolity albitowe.

Bardzo charakterystyczny dla formacji wulkanitów z Leszczyńca jest brak skał ultrazasadowych. Najbardziej zbliżają się do nich amfibolity zoizytowe. Skały te różnią się jednak wyraźnie od ultrabazytów dość wysoką zawartością krzemionki, glinki i alkaliów. Na tej podstawie W. Narębski sugerował, że pochodzą one ze zmetamorfizowanych bazaltowych tufitów zawierających domieszkę dolomityczną, czyli że mają one podobną genezę jak amfibolity smużyste. Hipoteza powyższa jest dość trudna do pogodzenia z obserwacjami petrograficznymi. Masywna tekstura tych skał oraz ich cechy teksturalne, sprawiające wrażenie reliktovej struktury gabrowej, sugerują, że amfibolity zoizytowe mają naturę orto-. Jako pogląd kompromisowy można wysunąć hipotezę, że skały te powstały z magmy skontaminowanej materiałem węglanowym. Ustalenie pochodzenia tych skał o swoistym składzie chemicznym wymaga dalszych badań, przede wszystkim należy za pomocą wkopów odsłonić ich kontakty oraz zebrać więcej materiału do analiz petrograficznych i chemicznych.

Geneza towarzyszących metawulkanitom dużych masach gnejsów paczyńskich jest problemem spornym. Badacze zajmujący się geologią Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego zwracali szczególną uwagę na strefy graniczne między obszarami zbudowanymi z gnejsów paczyńskich a wychodniami metawulkanitów. W strefach tych obserwuje się alternację metawulkanitów ze skałami należącymi do gnejsów paczyńskich, a szczególnie do ich odmiany katalastycznej. Pochodzenie tego zespołu skalnego było interpretowane bardzo rozmaicie. G. Berg (1912) uważał te skały za gnejsy iniekcyjne, intrudujące w amfibolity. J. Oberc (1960b) przyjmował, że zespół gnejsów paczyńskich powstał przez granityzację amfibolitów. M. i J. Szałamachowie (1959, 1968) natomiast utrzymują, że cała seria leszczyńska ma charakter migmatyczny, a wspomniane strefy alternacji gnejsów paczyńskich z metawulkanitami są szczególnym przypadkiem procesów migmatycznych.

Hipoteza J. Oberca (1960) jest trudna do przyjęcia z następujących względów: gnejsy paczyńskie nie wykazują typowych dla gnejsów metasomatycznych struktur blastycznych rozwiniętych w większej skali. Dość specyficzny skład mineralny i chemiczny tych skał odbiega od składu granitoidów metasomatycznych, brak w nich też reliktovej skał amfibolowych. Granice między poszczególnymi typami litologicznymi są z reguły ostre, nie obserwuje się przejść między gnejsami paczyńskimi a amfibolitami. Silne jest natomiast w tej strefie wyslizganie tektoniczne. Tektoniczne zaangażowania zarówno skał należących do gnejsów paczyńskich, jak i towarzyszących im amfibolitów jest szczególnie dobrze widoczne w kamieniołomie w Ra-

szowie. Skały gnejsowe uległy tam wyprasowaniu tektonicznemu połączonemu z budinażem.

Metawulkanity towarzyszące gnejsom paczyńskim wykazują duże zróżnicowanie typów skalnych, ze znaczną przewagą amfibolitów albitowych i skał zieleńcowych. Struktury reliktowe tych skał są w kilku przypadkach wyraźnie czytelne. Ich deformacja, a miejscami zupełne zatarcie są spowodowane przez czynniki tektoniczne takie, jak: rozwój kliważu, brekcjowanie i kataklaza, sporadycznie też mylonityzacja, a nie przez związaną z metasomatozą blastezę, czego należałoby oczekiwać w zespole zgranityzowanym.

Przyjęcie hipotezy M. i J. Szałamachów (1959—1968) o migmatycznym charakterze mieszanego zespołu gnejsowo-amfibolitowego napotyka podobne trudności.

Granityzacja i migmatyzacja stanowią swego rodzaju kontinuum procesów prowadzących do powstania anatektycznych stopów. Toteż większość zastrzeżeń wysuniętych przeciw hipotezie granityzacyjnej J. Oberca podważa również opinie M. i J. Szałamachów. Ponadto należy podkreślić, że w żadnej odkrywce mieszanego zespołu gnejsów paczyńskich i metawulkanitów nie obserwowano tekstur charakterystycznych dla migmatytów szczegółowo opisanych przez K. R. Mehnerta (1962). Obydwie przedstawione hipotezy nie znajdują wystarczającego potwierdzenia w zaobserwowanych faktach. Wyjaśnienia wymaga nie tylko mechanizm powstania dość szczególnej alternacji metawulkanitów i gnejsów paczyńskich, lecz przede wszystkim pochodzenie większości skał tego ostatniego zespołu.

Cechy strukturalne gnejsów paczyńskich, ich skład mineralny i chemiczny pozwalają stwierdzić, że jest to zespół zupełnie różny od gnejsów kowarskich powstałych w wyniku metasomatycznej granityzacji. Wskazują one raczej na ich magmowe pochodzenie niż genezę związaną z metasomatozą w połączeniu z porfiroblasteżą. Jest to szczególnie dobrze widoczne w drobnoziarnisto-masywnych skałach, które wykazują daleko idące podobieństwo do niektórych trondjemitów norweskich, jak na przykład do mikrogranitów albitowych z rejonu Meråker opisanych przez J. Chaloupsky'ego i F. Fediuka (1967). Analogie między gnejsami paczyńskimi a wzmiankowanymi trondjemitami rejonu Meråker nie ograniczają się tylko do cech teksturalnych i strukturalnych obydwu tych zespołów skalnych. Wzmiankowane trondjemity tworzą niewielkie na ogół masy skalne

o charakterze subwulkanicznym bądź hipabizalnym, nie zaś plutonicznym, towarzyszące skałom o charakterze zieleńców, metagabr i keratofirów.

W czasie wycieczki odbytej wspólnie z A. i S. Siedleckimi w okolicy Meråker autor obserwował alternację gruboziarnistej odmiany trondjemitów z silnie złupkowanymi metabazytami, analogiczną do zjawisk obserwowanych w Rudawach Janowickich (opisywany wyżej kamieniołom w Raszowie oraz przekop kolejowy w Leszczyńcu). Strefy alternacji metawulkanitów i skał należących do gnejsów paczyńskich, odsłonięte w kamieniołomie w Raszowie oraz w przekopie kolejowym w Leszczyńcu, powstały najprawdopodobniej jako intruzje kwaśnych skał w zespół bardziej zasadowych wulkanitów, analogicznie jak to miało miejsce w rejonie Meråker. Stosunkowo grube ziarno odmian kwaśnych, w porównaniu z sąsiadującymi metawulkanitami zasadowymi, spowodowane mogło być znaczną zawartością części lotnych lub nawet późniejszą rekryształizacją. Wzmiankowane drobne formy żyłowe skał kwaśnych, identyczne z jasnymi odmianami gnejsów paczyńskich, stanowią prawdopodobnie drobne apofizy tych skał związane z brzeżnymi strefami większych intruzji.

Dodatkowych argumentów za magmową naturą gnejsów paczyńskich dostarczają porównania ich z różnymi typami metawulkanitów formacji z Leszczyńca (Narębski i J. H. Teisseyre 1971). Obaj autorzy pracując odmiennymi metodami doszli do zgodnego wniosku, że między keratofirami kwarcowymi a bogatymi w kwarc i skalenie odmianami gnejsów paczyńskich istnieją daleko idące analogie. Ciemne, bogate w hornblendę lub w zespół epidot — chloryt odmiany gnejsów paczyńskich oraz towarzyszące im średnioziarniste amfibolity kwarconośne są geochemicznie bardzo podobne do keratospilitów oraz kwarconośnych amfibolitów albitowych. Szczegółowa dokumentacja powyższych rozważań w postaci tabel i wykresów zawarta jest w opublikowanej ostatnio pracy (*op. cit.*). Dawna hipoteza G. Berga (1912) o charakterze gnejsów paczyńskich, jako skał orto-, uzyskuje w nowych badaniach (Narębski i J. H. Teisseyre 1971) zdecydowane potwierdzenie. Gnejsy paczyńskie są prawdopodobnie odpowiednikami keratofirów, częściowo keratospilitów zespołu wulkanicznego formacji z Leszczyńca, powstałymi w warunkach subwulkanicznych lub hipabizalnych. Wraz z keratofirami reprezentują one późne stadia rozwoju tej formacji.

## TEKTONIKA

## UWAGI O NOMENKLATURZE I SYMBOLICE

Polskie nazewnictwo tektoniczne jest jak dotąd nie ustalone, z tego względu autor podaje ogólne informacje o użytej w tym rozdziale nomenklaturze. Zgodnie z systematyką L. E. Weissa (1959) wszystkie struktury tektoniczne zostały podzielone na trzy klasy: makroskopową, mezoskopową, mikroskopową. Termin drobny fałd będzie używany jako odpowiednik terminu fałd mezoskopowy. Pozostałe terminy będą używane tak, jak zostało to sprecyzowane w pracy autora (J. H. Teisseyre 1968a) z kilkoma wyjątkami. W znaczeniu, w jakim autor używał w tej pracy termin złupkowanie, będzie stosowany termin kliważ, stosując pierwszy z tych terminów do anglosaskiego *schistosity*.

J. H. Teisseyre opisując w swojej pracy (1968a) przejawy wieloetapowych deformacji tektonicznych w rejonie Miedzianki stosował następujące terminy: „lineacja pierwsza” — „druga” i „fałdowanie główne”. Są one jednak trudne do konsekwentnego stosowania, szczególnie w przypadku opisu struktur o wieloczłonowych nazwach np. „powierzchnia osiowa fałdu drugiej generacji”. Aby uniknąć ciągłego powtarzania terminów opisowych autor w niniejszej pracy przyjął symbolikę stosowaną przez B. Sandera (1970), z pewnymi jednak istotnymi zmianami.

Struktury płaskie (*planar structure*, Dennis 1967) zostały oznaczone, podobnie jak u B. Sandera, symbolem *S*. Zamiast symbolu *Ss* (Sander 1970) lub *S<sub>1</sub>* (Turner & Weiss 1963), oznaczającego reliktywne warstwowanie pierwotne, autor będzie używał symbolu *S<sub>0</sub>* przyjętego przez wielu geologów anglosaskich (Bowes, Hopgood, Ramsay) oraz wprowadzonego ostatnio do literatury tektonicznej Sudetów przez H. Teisseyre'a (1971). Następstwo rozwoju pozostałych struktur płaskich oznaczają dodatkowe indeksy cyfrowe, w przypadku badanego obszaru wyróżniono cztery generacje takich struktur oznaczone odpowiednio: (*S<sub>1</sub>*), (*S<sub>2</sub>*), (*S<sub>3</sub>*), (*S<sub>4</sub>*). Zastosowano w tym przypadku pewne uproszczenie polegające na rozważaniu przede wszystkim struktur płaskich, będących równoległymi lub prawie równoległymi do powierzchni osiowej fałdów. Zatem struktury płaskie (*S<sub>1</sub>*), (*S<sub>2</sub>*), (*S<sub>3</sub>*), (*S<sub>4</sub>*) oznaczają kliważ bądź foliację leżącą w płaszczyźnie osiowej odpowiednio czterech wyróżnionych generacji fałdów.

Osie fałdów zostały oznaczone symbolem *F* zamiast stosowanego przez Sandera symbolu *B*. Symbol *B* sugeruje wyraźnie, że oś fałdu leży zgodnie z osią *b* elipsoidy odkształceń, co nie zawsze jest słuszne (Ramsay 1967). Wydaje się zatem usprawiedliwione przyjęcie symbolu *F*, mającego charakter ściśle opisowy, wzorem wielu tektoników brytyjskich (Bowes, Hopgood,

Ramsay, Roberts). Symbol *F* był ostatnio stosowany przez H. Teisseyre'a (1971). Poza tym cztery wyróżnione generacje struktur fałdowych zostały oznaczone odpowiednio (*F<sub>1</sub>*), (*F<sub>2</sub>*), (*F<sub>3</sub>*) i (*F<sub>4</sub>*),

Podobnie jak w wielu publikacjach zagranicznych, a także i krajowych, symbole te stosowane są w dwojakim znaczeniu; pierwsze zdefiniowane wyżej odnosiło się do struktur fałdowych lub ich osi, w drugim — symbole te odnosiły się do epizodu fałdowego, w którym powstały struktury oznaczone odpowiednimi symbolami. Problemy dotyczące rozróżniania i klasyfikacji odpowiednich generacji struktur będą bardziej szczegółowo wyjaśnione niżej.

Terminu struktury linijne (*lineacja*) używano w dwojakim znaczeniu: *sensu lato* — tak jak zdefiniował je E. Cloos (1946), *sensu stricto* — zgodnie z definicją podaną przez Turnera i Weissa (1963) obejmującą budinaż i struktury laskowe (*mullion structure*, Dennis 1967), a przede wszystkim krawędzie przecięcia się dwu systemów struktur płaskich. Struktury linijne zostały opisane w niniejszej pracy symbolami (*L<sub>1</sub>*), (*L<sub>2</sub>*), (*L<sub>3</sub>*) i (*L<sub>4</sub>*). Symbole cyfrowe oznaczają kolejność powstania tych struktur. Odnoszą się one do czterech wyróżnionych generacji fałdów.

Zespół struktur wyróżnionych na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego przedstawiono niżej:

## Struktury pierwotne:

(*S<sub>0</sub>*) — struktury warstwowe lub inne płaskie struktury osadowe; tekstury fluidalne w wulkanitach.

## Struktury pierwszej generacji:

(*S<sub>1</sub>*) — foliacja równoległa do powierzchni osiowych fałdów deformujących *S<sub>0</sub>*,  
 (*F<sub>1</sub>*) — osie fałdów deformujących *S<sub>0</sub>* ze strukturami (*S<sub>1</sub>*) w powierzchni osiowej,  
 (*L<sub>1</sub>*) — lineacja równoległa do osi fałdów (*F<sub>1</sub>*) i krawędzi przecięcia *S<sub>0</sub>* z (*S<sub>1</sub>*).

## Struktury drugiej generacji:

(*F<sub>2</sub>*) — osie fałdów deformujących struktury *S<sub>0</sub>* i (*S<sub>1</sub>*) oraz (*F<sub>1</sub>*),  
 (*S<sub>2</sub>*) — foliacja i kliważ równoległe do powierzchni osiowych fałdów (*F<sub>2</sub>*),  
 (*L<sub>2</sub>*) — lineacja równoległa do osi fałdów (*F<sub>2</sub>*) oraz krawędzi przecięcia (*S<sub>1</sub>*) i (*S<sub>2</sub>*).

## Struktury trzeciej generacji:

(*F<sub>3</sub>*) — osie fałdów deformujących struktury płaskie *S<sub>0</sub>* — (*S<sub>2</sub>*) oraz osie fałdów (*F<sub>1</sub>*) i (*F<sub>2</sub>*),  
 (*S<sub>3</sub>*) — kliważ, spękania, drobne formy uskokurowe równoległe do powierzchni osiowej fałdów (*F<sub>3</sub>*),  
 (*L<sub>3</sub>*) — lineacja równoległa do (*F<sub>3</sub>*) oraz krawędzi przecięcia (*S<sub>2</sub>*) i (*S<sub>3</sub>*).

## Struktury czwartej generacji:

(*F<sub>4</sub>*) — osie fałdów deformujących struktury płaskie *S<sub>0</sub>* — (*S<sub>3</sub>*) oraz osie fałdów (*F<sub>1</sub>*) — (*F<sub>3</sub>*),  
 (*S<sub>4</sub>*) — spękania, szczeliny i drobne formy uskokurowe równoległe do powierzchni osiowej fałdów (*F<sub>4</sub>*) (bardzo rzadko obserwowane).

Zestawienie powyższe nie wyczerpuje wszystkich typów struktur, które mogłyby się rozwinąć w czasie czterech etapów ruchów fałdowych. Z teoretycznych rozważań Turnera i Weissa (1963) wynika, że drugiej generacji struktur mogą towarzyszyć dwie lineacje powstałe na przecięciu się płaszczyzn  $S_0$  i ( $S_2$ ) jak również ( $S_1$ ) i ( $S_2$ ); odpowiednio trzeciej generacji struktur fałdowych towarzyszyć mogą trzy lineacje, a czwartej cztery. W przypadku obszaru Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego  $S_0$  i ( $S_1$ ) są praktycznie równoległe, z tego względu w czasie fałdowania drugiego etapu powstała jedna lineacja zamiast dwóch systemów struktur liniowych. Analogicznie ulegają pewnym uproszczeniom stosunki w zespołach strukturalnych trzeciej generacji struktur. Występowanie kilku lineacji w tym zespole strukturalnym obserwowano sporadycznie (łupki pirytonośne z Wieściszowic). Występowanie kilku rodzajów kłiważu powoduje w tych skałach powstanie kilku systemów struktur liniowych, dając w rezultacie drzazgową bądź ołówkową oddzielność wzmiankowanych łupków. Wydaje się zatem, że można rozważania dotyczące struktur liniowych trzeciej generacji znacznie uprościć, opisując szczegółowo struktury liniowe równoległe do osi większych fałdów.

Należącym do czwartej generacji struktur fałdom nie towarzyszy w żadnym przypadku wyraźny kłiważ osiowy. Nie obserwowano lineacji związanej z tym epizodem fałdowym, mającym lokalne tylko i podrzędne znaczenie.

Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego uległy wieloetapowej deformacji. W obecnej fazie badań tektonicznych można wyróżnić w tych skałach cztery generacje struktur fałdowych, opisywanych dalej jako etapy fałdowań. Nie jest pewne, czy następstwo deformacji zostało ustalone w czasie ostatnich badań w sposób ostateczny. Spośród 2300 pomiarów osi fałdów i różnych struktur liniowych nie udało się sklasyfikować około 345 pomiarów, co stanowi około 15%. Być może są w tej liczbie struktury jakiegis wyróżnionej dotąd generacji fałdów. Badania strukturalne skał metamorficznych Sudetów Zachodnich dalekie są od ich zakończenia. W ostatnich czasach okazało się konieczne zrewidowanie poglądów na liczbę generacji fałdów w metamorfiku kaczawskim (por. rozdział o Górach Kaczawskich). Korelacje etapów fałdowych między poszczególnymi regionami są sprawą dalszej przyszłości, wobec czego należy unikać sztywnego porządkowania generacji tych struktur. Na wzór opracowań tektoników anglosaskich wprowadzono dla czterech generacji struktur fałdowych nazwy miejscowe, numerując je ze względów praktycznych ( $F_1$ ) — ( $F_4$ ). Ta numeracja może być używana w celu przeprowadzenia korelacji w obrębie skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Przeprowadzając porów-

nania z innymi regionami należy używać raczej nazw miejscowych.

Podając dla wyróżnionych etapów fałdowych taką podwójną nomenklaturę, postąpiono zgodnie z praktyką przyjętą przez wielu badaczy anglosaskich, ponieważ system ten powinien być przyjęty w innych regionach Sudetów, wykazujących wieloetapową tektonikę. Powinien on ułatwić w przyszłości regionalną korelację etapów fałdowych, likwidując źródła możliwych nieporozumień, które mogłyby powstać w przypadku posługiwania się samymi symbolami, na co wskazał ostatnio J. Oberc (1971).

#### ZARYS PROBLEMATYKI TEKTONICZNEJ SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

Dawniejsza literatura tektoniczna dotycząca obszaru badań została dość obszernie streszczona przez J. Oberca (1960). Autor w niniejszym rozdziale przedstawił przede wszystkim najnowsze poglądy, powołując się na dawniejsze prace tylko w przypadkach, gdy było to konieczne. Od czasu pracy H. Cloosa (1924) wiadomo, że w Rudawach Janowickich istnieją dwa panujące kierunki osi drobnych fałdów: WNW-ESE oraz NNE-SSW. Dominacje tych kierunków potwierdziła późniejsza praca M. Schwarzbacha (1939), który nawiązywał je do systemów fałdowych w metamorfiku kaczawskim.

Bardzo zwięzłą charakterystykę tektoniki wschodniej okrywy granitu Karkonoszy podał H. Teisseyre (Geologia regionalna Polski, 1957) zwracając szczególną uwagę na istnienie na tym terenie dużej struktury fleksuralnej.

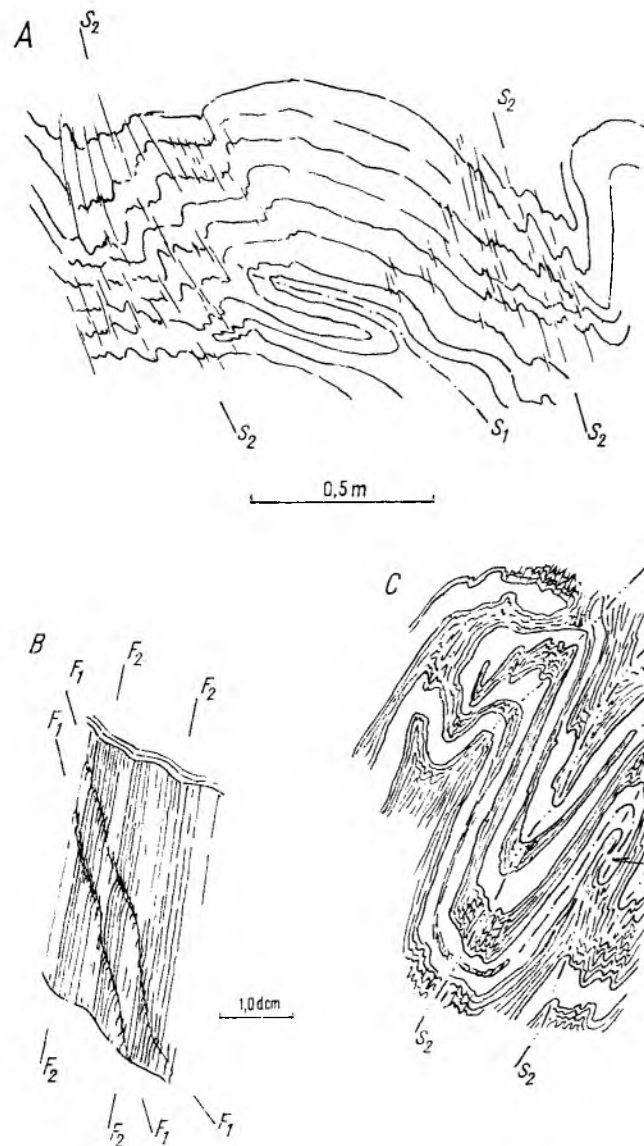
Badania J. Oberca (1960) potwierdziły dawniejsze spostrzeżenia o dominacji w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim dwu wymienionych wyżej kierunków drobnych form fałdowych. Interpretacja tego zjawiska w cytowanej pracy (Oberc 1960) jest odmienna zarówno od poglądów H. Cloosa (1925), jak też i M. Schwarzbacha (1939). Ten ostatni zaliczył pierwszy z wymienionych kierunków do ruchów przedtakońskich starszych, natomiast drugi do przedtakońskich młodszych. W późniejszych pracach J. Oberca (1966, 1968) nazywa je odpowiednio ruchami staro- i młodoasyntyjskimi. Diagramy lineacji zamieszczone w pracy M. i J. Szałamachów (1967, 1968) wskazują na o wiele bardziej skomplikowane zależności między strukturami mezoskopowymi niż wynikałoby to z dawniejszych prac. Autorzy ci wydzielają trzy jednostki tektoniczne: Karkonoszy, Niedamirowa i Leszczyńca, podkreślając, że każda z nich ma nieco odmienny rozkład kierunków foliacji i lineacji.

Wszystkie dotychczasowe dane wskazują na wieloetapowy rozwój tektoniki w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. W celu ustalenia następstwa defor-

macji prowadzono systematyczne obserwacje drobnych form tektonicznych. Badania nad stosunkiem struktur mezo- i makroskopowych były połączone ze skartowaniem wybranych wycinków obszaru. Zorientowane płytki cienkie były używane do określenia orientacji składników skał względem różnych struktur mezoskopowych. Nie wykonano natomiast badań z zakresu analizy teksturalnej.

#### NASTĘPSTWO RUCHÓW FAŁDOWYCH

W trakcie badań rozpoznano cztery etapy ruchów fałdowych. Ustalono też efekty oddziaływania ich na rozwój zespołów mineralnych i tekstury skał magmowych. Etapy te zostały nazwane poczynając od najstarszego: etap fałdowań z Janowic Wielkich ( $F_1$ ), etap fałdowań z Miedzianki ( $F_2$ ), etap fałdowań z Rędzin ( $F_3$ ) i etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ ).



#### Etap fałdowań z Janowic Wielkich ( $F_1$ )

Fałdy izoklinalne. Fałdy powstałe w tym etapie ruchów fałdowych deformują laminację będącą reliktem struktur warstwowych  $S_0$ . Drobne fałdy powstałe w tym okresie deformacji są o wiele rzadsze niż struktury generacji młodszych. Obserwowano je najczęściej w przełomie Bobru na wschód od Janowic Wielkich, w okolicach Ciechanowic i koło Miedzianki, a sporadycznie w południowej części obszaru badań w okolicach Podgórze oraz szczytu Borowa (1055 m).

Struktury fałdowe generacji ( $F_1$ ) są bardzo monotonne. Są to wyłącznie fałdy izoklinalne lub wąskie (*tight fold*, Ramsay 1967). Amplitudy tych struktur ani asymetrii na ogół nie da się określić, ich promień nie jest większy od 4–8 cm. W strukturach tych obserwuje się często objawy wytłoczeń tektonicznych na skrzydłach, podczas gdy partie przegubowe są grubsze. Powierzchnie osiowe tych fałdów są z reguły silnie zdeformowane przez późniejszą generację struktur (fig. 10).

Foliacja i lineacja. Foliacja ( $S_1$ ) jest zaznaczona przez równoległą orientację lyszczyków lub ułożenie w jednej płaszczyźnie igielkowatych amfiboli. Stanowi ona dominującą cechę teksturalną skał grupy gnejsowej z Kowar, a w grupie Rudaw Janowickich jest silnie rozwinięta w metasedymentach formacji łupkowej z Czarnowa. Wśród metawulkanitów z Leszczyńca stosunkowo rzadko można wyodrębnić foliację czy jakiegokolwiek inne struktury płaskie wiążące się w sposób

Fig. 10

Fałdy etapu z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) zdeformowane przez struktury etapu z Miedzianki ( $F_2$ )

A — izoklinalny fałd ( $F_1$ ) zdeformowany przez asymetryczne fałdy ( $F_2$ ), ( $S_2$ ) — kłiważ spekania słabo rozwinięty, górne amfibolity smużyste, Janowice Wielkie, przełom Bobru, B — lineacja ( $L_1$ ) zdeformowana przez fałd ( $F_2$ ), leptynity, Janowice Wielkie, przekop kolejowy, C — izoklinalne fałdy ( $F_1$ ) zdeformowane przez podobnie wykształcone fałdy ( $F_2$ ), dolne amfibolity smużyste, zachodni skraj Ciechanowic, przełom Bobru

Folds of Janowice Wielkie ( $F_1$ ) deformed by structures of phase ( $F_2$ ) Miedzianka

A — Isoclinal fold ( $F_1$ ) refolded by ( $F_2$ ) asymmetrical structures, ( $S_2$ ) fracture cleavage is weakly developed, upper striped amphibolites, Janowice Wielkie, Bóbr River Gorge, B — ( $L_1$ ) lineation affected by ( $F_2$ ) fold, leptynites, Janowice Wielkie, railway cut, C — isoclinal ( $F_1$ ) folds affected by ( $F_2$ ) structures of similar type, lower striped amphibolites, west end of Ciechanowice, Bóbr River Gorge

niewątpliwy z tą fazą ruchów. Foliacja ( $S_1$ ) jest równoległa do powierzchni osiowej fałdów, co łatwo można stwierdzić w ich partiach przegubowych, natomiast na skrzydłach jest ona równoległa do granic litologicznych. Foliacji tej towarzyszą segregacje kwarcowe lub albitowe, występujące w postaci soczewkowatych lamin bądź też struktur prętowych w partiach przegubowych fałdów.

Lineacja ( $L_1$ ) zaznacza się na ogół niewyraźnie nawet w skałach, w których fałdy ( $F_1$ ) są dobrze zachowane. Lineacja ta jest określona przede wszystkim kierunkowym wzrostem minerałów (łyżczyki, amfibole), stosunkowo rzadko spotyka się struktury prętowe, najrzadszym zjawiskiem jest zmarszczkowanie powierzchni  $S_0$ . Jest to zupełnie zrozumiałe, jeżeli weźmiemy pod uwagę, że ogólnie rzecz biorąc struktury  $S_0$  i  $S_1$  są równoległe.

### Etap fałdowań z Miedzianki ( $F_2$ )

Drobne fałdy różnych stylów. Struktury te spotykane są na całym obszarze badań, w jego części zachodniej wyraźnie przeważają. Fałdy ( $F_2$ ) deformują wszystkie struktury związane z generacją najstarszą, jak: ( $F_1$ ) i ( $S_1$ ) oraz relikty pierwotnego uławicenia  $S_0$ . Strukturalom fałdowym ( $F_2$ ) towarzyszy lineacja powstała z przecięcia się  $S_0$  z ( $S_2$ ) oraz ( $S_1$ ) z ( $S_2$ ).

Wielka różnorodność typów spotykana w tej generacji fałdów jest spowodowana zarówno charakterem litologicznym skał, w których struktury te występują, jak też lokalnym polem naprężeń (fig. 10, 11; pl. V, fot. 1, 2; pl. VI, fot. 2, 3). Najbardziej rozpowszechnione są fałdy asymetryczne o typie przejściowym między koncentrycznym a kliważowym (de Sitter 1964). Kliważ i związane z nim fałdy pasożytnicze

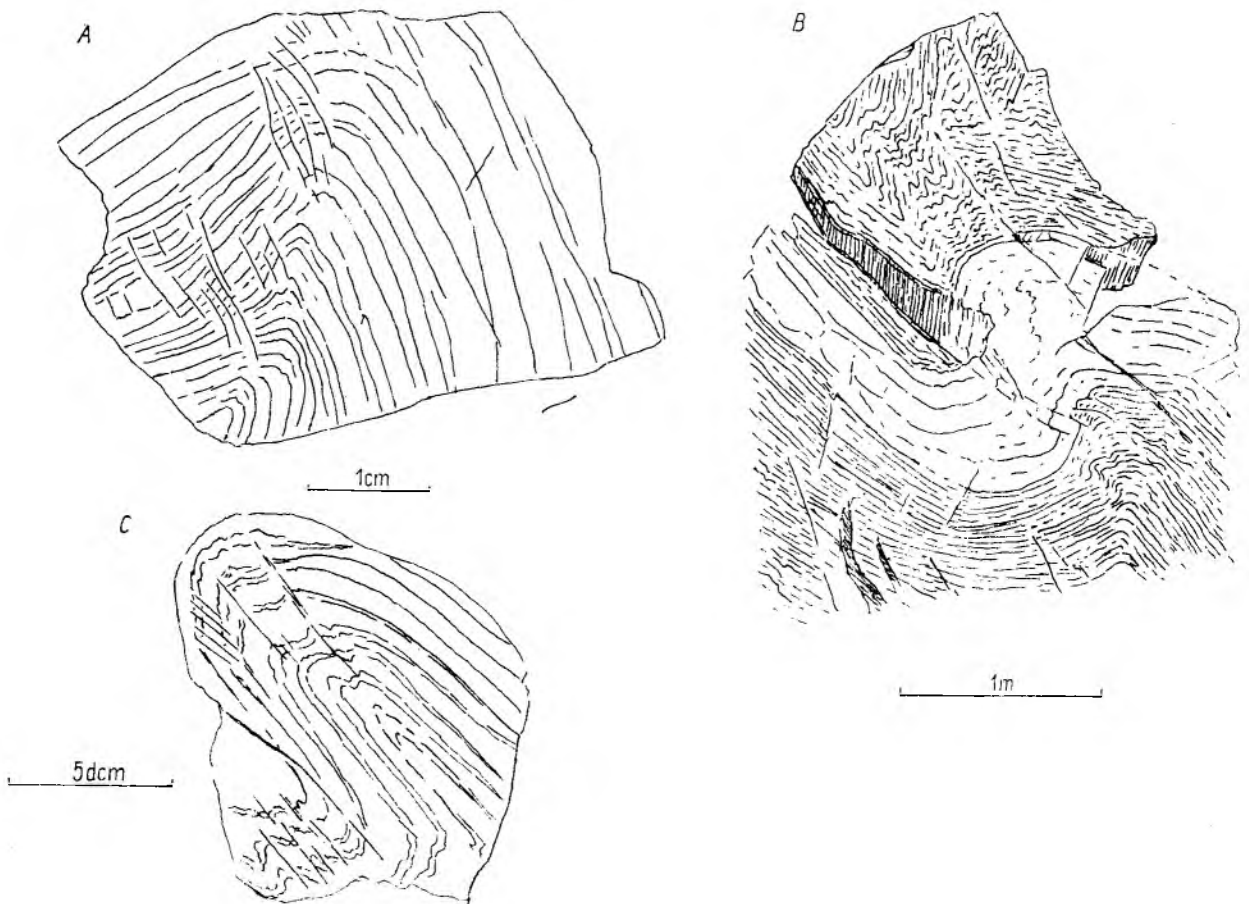


Fig. 11

### Fałdy etapu z Miedzianki ( $F_2$ )

A — drobny asymetryczny fałd ( $F_2$ ) z wyraźnym kliważem spękania, Czarnów, kamieniołom marmuru, B — obalony asymetryczny fałd ( $F_2$ ) w łupkach chlorytowo-węglanowych z wkładką skały chlorytowo-albitowo-kwarcowej, Rędziny, C — wąski fałd ( $F_2$ ) z kliważem spękania, górne amfibolity smużyste, skałki na północny wschód od Miedzianki

### Folds of ( $F_2$ ) Miedzianka phase

A — minor asymmetric ( $F_2$ ) fold with fracture cleavage, Czarnów marble quarry, B — overturned asymmetrical ( $F_2$ ) fold in the chlorite-carbonate schists with felsic intercalation, Rędziny, C — ( $F_2$ ) tight fold with fracture cleavage, upper striped amphibolites crags north-east of Miedzianka

(*parasitic folds* de Sitter 1964) rozwinięte są głównie w partiach przegubowych, szczególnie „synklijalnych”. Występują też one często w skrzydłach zredukowanych („odwróconych”). Struktury te są mniej częste w skrzydłach „normalnych” (fig. 10, 11 i pl. V, fot. 2). Fałdy koncentryczne lub bardzo zbliżone do tego typu są rozwinięte w skałach grupy z Kowar (pl. VI, fot. 2). Czysto kliważowy typ fałdów o izoklinalnym charakterze jest spotykany dość rzadko, wśród nich obserwuje się struktury praktycznie niemożliwe do odróżnienia od fałdów ( $F_1$ ).

**Linia cja.** Wiele typów struktur liniowych towarzyszy fałdom ( $F_2$ ). Przeważnie są to linie przecięcia kliważu ( $S_2$ ) ułożonego równolegle do powierzchni osiowych ze strukturami ( $S_1$ ) i  $S_0$ . Linijne ułożenie blastów różnych składników skał jest dość powszechne, jakkolwiek nie występuje we wszystkich typach skalnych. Kierunkowe wydłużenie oczkowatych blastów skalenia potasowego jest bardzo dobrze widoczne w większości odkrywek gnejsów kowarskich. W niektórych skałach amfibolowych wydłużenie słupekowej lub igielkowej hornblendy jest wyraźną cechą teksturalną.

**Budinaż.** Struktury te, związane z fałdowaniem ( $F_2$ ) spotyka się sporadycznie. Typowo wykształcony budinaż obserwuje się w kamieniołomie gnejsów paczyńskich alternujących z metawulkanitami na północ od Raszowa. Opisywała je M. Szałamacha (1967). Budinaż ten powstał przez tektoniczne rozerwanie i rozsuniecie partii zbudowanych ze sztywnych gnejsów paczyńskich, wśród bardziej plastycznych silnie złupkowanych metawulkanitów. Szerokość powstałych w ten sposób struktur budinażowych wynosi od około 3,5 dcm do około 2 m, ich grubość (*thickness* — ang.) 2,5—8,0 dcm. Również pozostałe wymiary tych struktur wykazują zmienność w szerokich granicach: szerokość rozsunienia wynosi (*separation* — ang.) od 3 cm do 5,5 dcm (sporadycznie więcej), wydłużenie<sup>11</sup> przekracza 2,5 m; ta ostatnia wielkość nie daje się we wzmiankowanym kamieniołomie dokładnie zmierzyć.

Silne rozsuniecie segmentów powstałych w procesie budinażu prowadzi w wielu przypadkach do ich zupełnej wzajemnej izolacji. Takie izolowane skały stanowią samodzielne elementy; za D. Robertsem (1968) autor nazwał je inkluzjami tektonicznymi. Poza wyraźną segregacją poszczególnych segmentów na bardzo silne zaangażowanie tektoniczne tych skał wskazują ich cechy teksturalne i strukturalne takie, jak: bardzo silna kataklaza oraz duża ilość żył tenzyjnych wypełnionych kwarcem. Te ostatnie są zorientowane zgodnie z powierzchnią wyznaczoną przez najdłuższą i najkrótszą oś struktur budinażowych. Przechodząc przez oś

najdłuższą tworzą one z osią najkrótszą kąt zawarty w granicach 30—60°. Żyły kwarcowe o nieregularnym przebiegu są też często spotykane. Na skutek silnej deformacji, jakiej uległy gnejsy paczyńskie, na podstawie rozmiarów struktur budinażowych, w tej odkrywce nie można wnioskować o miąższości pierwotnych form występowania tych skał.

Fyllity węglanowe oraz łupki łyszczykowe zawierające monomineralne laminy kwarcowe wykazują często wstępne stadia budinażu, niemniej struktury dojrzałe spotykane są rzadko. W drugim wymienionym typie skalnym ich powstaniu towarzyszy rozwój struktur prętowych.

Struktury prętowe są wyciągniętymi, częściowo wywalcowanymi segregacjami kwarcowymi, których kierunki wydłużenia są zgodne z osiami fałdów ( $F_2$ ). Sądząc po próbkach ze zwietrzliny i nielicznych odkrywkach są to struktury rozwinięte bardzo powszechnie w ogniwie dolnych łupków łyszczykowych formacji z Czarnowa. Trójwymiarowy obraz tych struktur jest uchwytyn w dwóch dużych odkrywkach tych łupków. Odkrywki te pozwalają na prześledzenie różnych etapów rozwojowych struktur prętowych. Segregacje kwarcowe

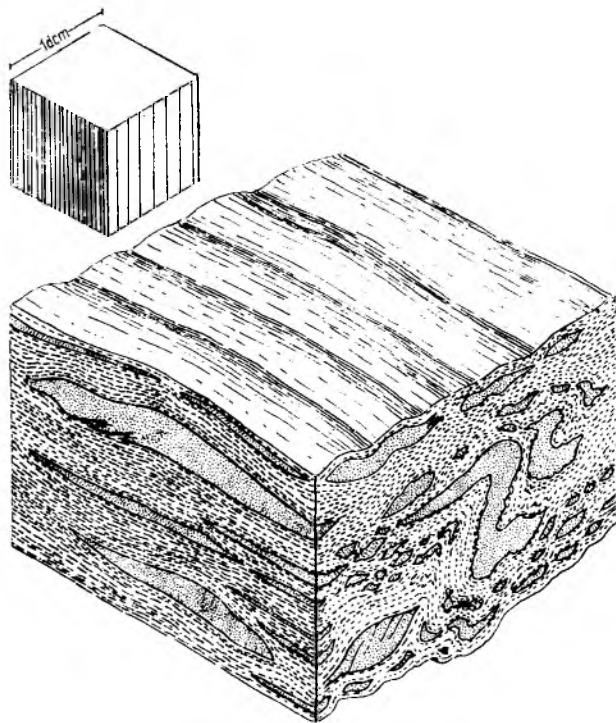


Fig. 12

Blokdiagram przedstawiający rodzaje struktur prętowych w łupkach formacji z Czarnowa (na podstawie szkiców połowych z dużej skałki na południowych stokach Bobrzaka (839 m), nieco schematyzowane)

Block-diagram showing types of quartz rods in the schists of Czarnów Formation, after field sketches from the huge crag on the southern slopes of Bobrzak (839 m) (slightly schematized)

<sup>11</sup> Wydłużenie — *length* (ang.). Terminy angielskie według G. Wilson (1962).

we równoległe do laminacji i foliacji ( $S_1$ ) skał są deformowane w różnym stopniu przez fałdy ( $F_2$ ) w zależności od charakteru tych ostatnich. Fałdy koncentryczne lub bliskie koncentrycznym powodują na ogół umiarkowaną deformację lamin kwarcowych zbliżoną do budinażu. Produkt skrajny tego procesu — długie oddzielone od siebie struktury prętowe o przekrojach w przybliżeniu kolistych, owalnych lub dyskoidealnych są raczej związane z fałdowaniem ( $F_2$ ) typu kliważowego. Te najbardziej typowe formy omawianych struktur spotyka się o wiele rzadziej niż pośrednie fazy rozwojowe zbliżone w mniejszym lub większym stopniu do budinażu. Przykłady tych struktur podaje figura 12.

Kliważ. Struktury ( $S_2$ ) są przeważnie równoległe do powierzchni osiowej fałdów ( $F_2$ ); wykazują ułożenie wachlarzowe. Złupkowanie równoległe do tych struktur, zaznaczone przez równoległą orientację blaszek łyszczyków, występuje dość rzadko. Rozwój zarówno kliważu, jak i złupkowania jest uzależniony w sposób wyraźny od charakteru drobnych fałdów ( $F_2$ ) i litologii skał, w których struktury te występują (fig. 13). Kliważ i złupkowanie zaznaczają

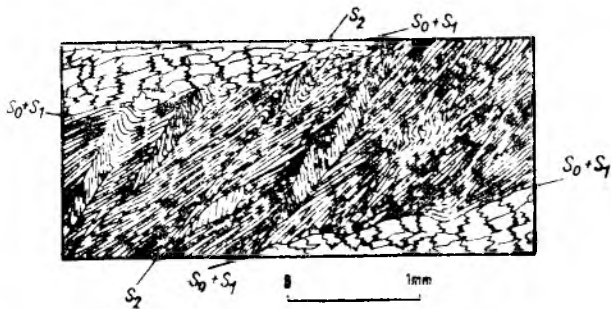


Fig. 13

Zmarszczkowanie ( $F_2$ ) i kliważ ( $S_2$ ) w laminowanym łupku łyszczykowym (według J. H. Teisseyre'a 1968a nieco zmodyfikowane)

Kliważ jest wyraźnie rozwinięty w laminach złożonych z łyszczyków; dolne łupki łyszczykowe; skałki na zachodnim skraju Ciechanowic

( $F_2$ ) wrinkling and ( $S_2$ ) cleavage in laminated mica schists

Cleavage is distinctly developed in mica laminae only; lower mica schists, crags on the west end of Ciechanowice (after J. H. Teisseyre 1968a slightly modified)

się w sposób wyraźny w fałdach wąskich lub izoklinalnych. W strukturach asymetrycznych o charakterze pośrednim między koncentrycznym a kliważowym typem fałdów, tak bardzo charakterystycznym dla fałdów generacji ( $F_2$ ), kliważ występuje z reguły w partiach przegubowych oraz na skrzydle krótszym. Ogólnie rzecz biorąc, struktury ( $S_2$ ) są mniej powszechne i nie tak wyraźnie zaznaczone jak foliacja ( $S_1$ ) dominująca we wszystkich prawie typach litologicznych grupy gnejsów z Kowar oraz for-

macji z Czarnowa. W masywnych wulkanitach formacji z Leszczyńca natomiast kliważ lub złupkowanie ( $S_2$ ) stanowią główne struktury płaskie.

#### Etap fałdowań z Rędzin ( $F_3$ )

Asymetryczne fałdy o różnym stylu, deformujące fałdy ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ), lineacje ( $L_1$ ) i ( $L_2$ ) oraz struktury płaskie  $S_0$ , ( $S_1$ ), ( $S_2$ ) są głównymi strukturami generacji z Rędzin. W przeciwieństwie do fałdów ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ) struktury ( $F_3$ ) wykazują dużą stosunkowo stałość kierunków osi. Większość z nich ma kierunki NNE-NE oraz SSW-SW. Również większość fałdów ( $F_3$ ) wykazuje wyraźną asymetrię zachodnią. Struktury te są rozwinięte głównie we wschodniej części Rüdaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w skałach należących do formacji z Leszczyńca.

Fałdy. Są one zróżnicowane pod względem stylu (fig. 14; pl. V, fot. 1; pl. VI, fot. 1). Najbardziej rozpowszechnione są fałdy szerokie bądź otwarte z partiami przegubowymi podkreślonymi przez pęknięcia lub drobne formy uskokowe równoległe do powierzchni osiowej. Fałdy o amplitudach rzędu decymetrów i centymetrów, jak również fałdy mikroskopowe mają często charakter struktur dachowych (*kink folds* lub *kink bands* geologów anglosaskich). Obserwuje się miejscami systemy sprzężonych fałdów dachowych o symetrii rombowej bądź częściej trójskośnej. W tym drugim przypadku na powierzchniach foliacji zaznaczają się dwa systemy fałdów mikroskopowych przecinających się pod kątem ostrym; mechanizm powstania takich struktur został wyjaśniony przez Ramsay'a (1967). Zjawisko współwystępowania, miejscami też interferencji dwóch systemów fałdów mezoskopowych jest widoczne w starej odkrywce łupków pirytonośnych w Wieściszowicach. Mechanizm powstania tych dwu systemów struktur jest, jak się zdaje, związany ze szczególnym kształtem fałdów o amplitudach metrowych i dekametrowych występujących zarówno we wzmiarkowanej odkrywce, jak i też w całym pasmie Wielkiej Kopy (fig. 15). Fałdy te charakteryzuje nierównoległe ułożenie osi antyform i synform; kąt zawarty między nimi waha się w granicach 25—45°. Podobne zjawiska obserwuje się na skrzydłach drobnych fałdów pasożytniczych. Mechanizm tych zjawisk wydaje się zbliżony do wzmiarkowanych wyżej, a opisanych przez Ramsay'a (1957), sprzężonych systemów fałdów dachowych o trójskośnym typie symetrii. Problem ten jednak wymaga dalszych badań.

Fałdy generacji ( $F_3$ ) wąskie lub izoklinalne są wykształcone tylko w subtelnie laminowanych łupkach chlorytowo-węglanowych okolic Niedamirowa jak również w pirytonośnych łupkach z Wieściszowic. W tych ostatnich zachowały się najlepiej czytelne relikty struktur ( $F_2$ ),



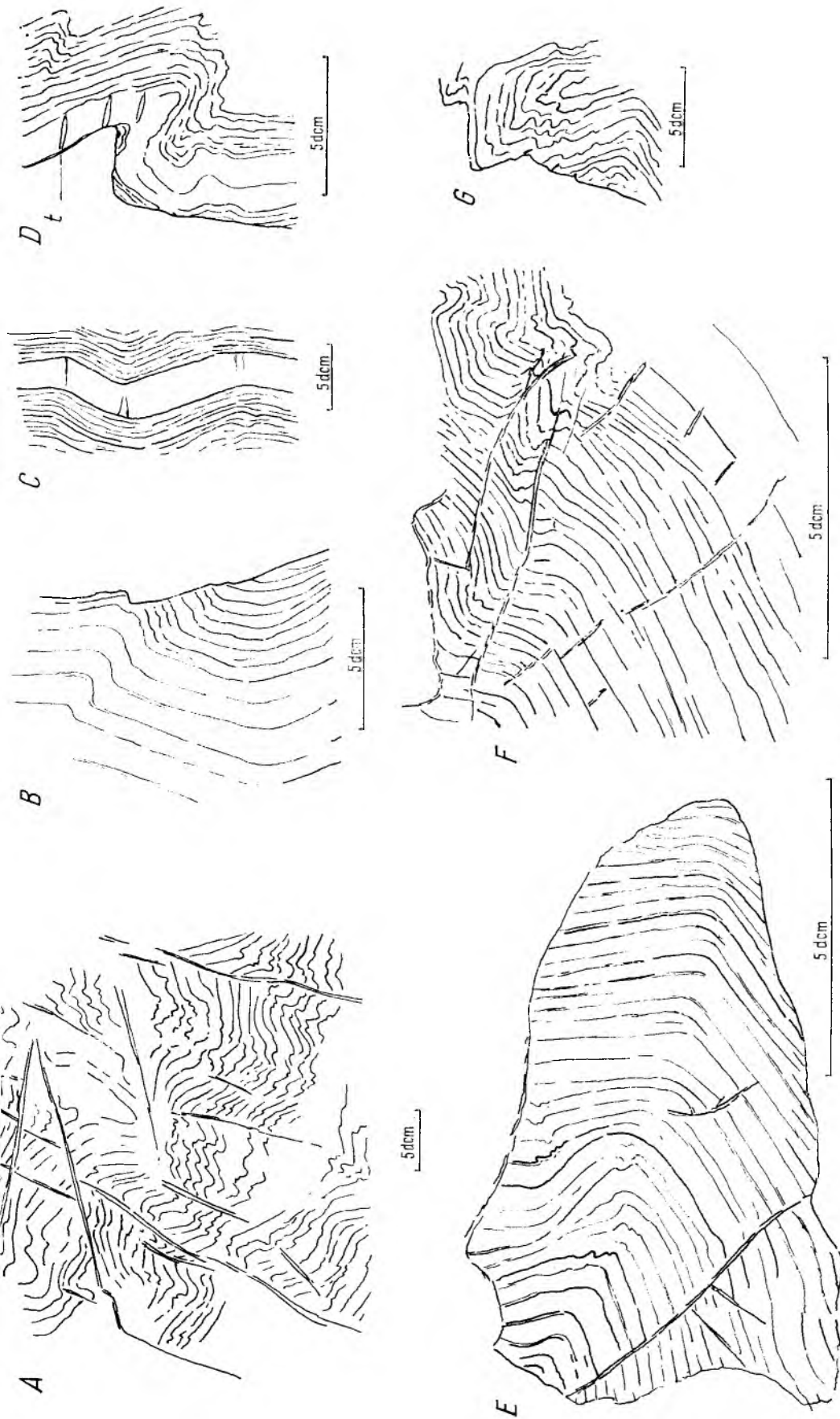


Fig. 14

Różne formy fałdów etapu z Rędzin (F<sub>3</sub>)

A — fałdy o zmiennym stylu z silnie rozwiniętymi pęknięciami wzdłuż powierzchni osłowych, łupki pirytowe z Wieściszowice; wielka odkrywka — Wieściszowice; B i C — drobne fałdy w amfibolitach formacji z Leszczyńca, przekop kolejowy stacja Ogorzelec; D — asymetryczny fałd w zielencach z Wieściszowic, skałki na południowym skraju wsi, t — szczeliny tensyjne; E—F — styl fałdów w łupkach chlorytowo-węglanowych, Niedamirow, zachodnie stoki Kalwarii (713 m); G — megaskopowy fałd w łupkach chlorytowo-węglanowych, Niedamirow, stoki na zachodnim skraju wsi

Diverse fold styles in Rędziny phase (F<sub>3</sub>) structures

A — variable fold style with strongly developed fractures parallel to axial planes, Wieściszowice Pyrite-bearing Schists, great open-pit mine, Wieściszowice, B and C — minor folds in albite amphibolites, railway cut at Ogorzelec Station; D — asymmetrical fold in greenschists, Wieściszowice crags near southern end, t — tension cracks; E—F — fold style in carbonate-chloride schists, Niedamirow western slopes of Kalwaria (713 m); G — mesoscopic fold in chlorite carbonate schists, Niedamirow west end of village

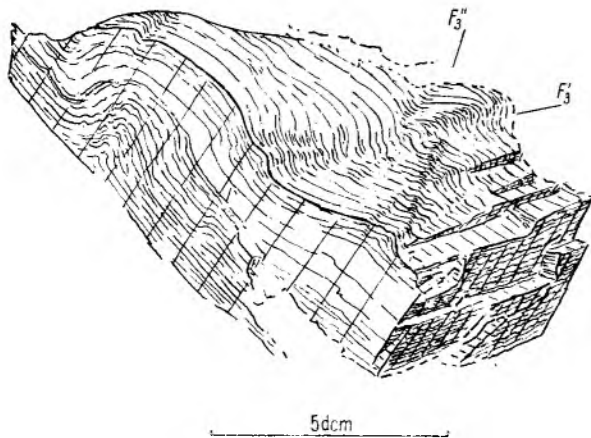


Fig. 15

Dwa systemy fałdów etapu z Rzędzin ( $F_3$ ) krzyżujące się pod kątem ostrym, Wieściszowice — wielka odkrywka

Conjugate ( $F_3$ ) system crossing each other at low angle, great open-pit mine Wieściszowice

a sporadycznie ( $F_1$ ) (fig. 16). W łupkach pirytonośnych obserwowano również struktury prętowe z trzecią generacją fałdów (fig. 16b).

Kliważ, spękania i małe uskoki towarzyszące powierzchni osiowym ( $S_3$ ). Fałdom ( $S_3$ ) o charakterze dość sztywnym kliważ towarzyszy rzadko, a sporadycznie — w strefach przegubowych fałdów. Częste są natomiast spękania regularne bądź o zawikłanym przebiegu. Przemieszczenia wzdłuż powierzchni tych spękań występują często, przez co nabierają one charakteru drobnych form uskokowych.

#### Etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ )

Fałdy tej generacji deformują zarówno struktury ( $F_3$ ) i ( $L_3$ ), jak i należące do starszych generacji. Spotyka się je bardzo rzadko. W sposób najbardziej typowy wykształcone są w dużej odkrywce łupków pirytonośnych w Wieściszowicach (fig. 17). Fałdy należące do tej generacji są wyłącznie strukturami otwartymi bądź płaskimi, o partiach przegubowych podkreślonych przez pęknięcia najczęściej zupełnie nieregularne. Struktury te mają przeważnie kierunki NNW-NW lub SSE-SE. W chwili obecnej nie można rozstrzygnąć, czy jest to jakiś samodzielny system fałdów młodszych od ( $F_3$ ), czy też jest on z tym ostatnim w jakiś sposób sprzężony. Znaczenie struktur ( $F_4$ ) dla budowy geologicznej wydaje się być zupełnie znikome.

#### ANALIZA STRUKTURALNA

Struktury należące do reliktovej generacji fałdów z Janowic Wielkich ( $F_1$ ), jak również mało liczne struktury generacji najmłodszej zo-

stały przedstawione na diagramach zbiorowych obejmujących cały obszar badań. W celu przeprowadzenia analizy najliczniejszych zespołów struktur należących do drugiej i trzeciej generacji fałdów podzielono obszar badań na dziewięć odcinków, które niżej opisano pod nazwą sektorów i oznaczono cyframi rzymskimi od I do IX. Podział terenu badań na sektory przedstawia figura 18.

#### Etap fałdowań z Janowic Wielkich ( $F_1$ )

Struktury fałdowe związane z tym etapem spotyka się bardzo rzadko, jest to spowodowane zarówno intensywnym rozwojem foliacji ( $S_1$ ) zacierającym obraz fałdów tej generacji szczególnie w skałach łupkowych, jak też przede wszystkim nałożeniem się późniejszych deformacji. Reliktowy charakter fałdów ( $F_1$ ) i niewielka liczba odkrywek, w których można obserwować te struktury w trzech wymiarach, powodują, że pomiary odnoszące się do tych struktur są nieliczne. Zostały one zebrane głównie w sektorze I, V i VII, natomiast sektor II i III dostarczył niewielu obserwacji i pomiarów. Obecności tych struktur nie stwierdzono dotychczas w sektorze IV i VI.

Orientacja struktur ( $F_1$ ) zależy głównie od ich pozycji w stosunku do późniejszych form fałdowych (fig. 19). Bardzo ograniczona ilość danych utrudnia wyciągnięcie wniosków dotyczących ich pierwotnego położenia, niemniej jednak ułożenie większości struktur ogranicza się do kierunku północ-południe z pewnymi odchyleniami ku NNW-SSE.

#### Etap fałdowań z Miedzianki ( $F_2$ )

Fałdy należące do tego etapu deformacji są znane z całego obszaru badań, stanowiąc w jego części zachodniej (sektory I, III, V) dominujące elementy strukturalne (fig. 20). W części wschodniej (sektory II, IV, VI i VII) fałdy ( $F_2$ ) spotykane są rzadziej i są tu z reguły zatarte, a także zdeformowane przez struktury generacji z Rzędzin ( $F_3$ ). Mimo wielu różnic spowodowanych różnym stopniem oddziaływania struktur młodszych, przede wszystkim ( $F_3$ ), fałdy i lineacja należące do etapu z Miedzianki wykazują dość dużą stałość kierunków, co wykazują diagramy tych struktur z sektora I, III i V, których maksima przypadają na azymuty ESE do SE przy kątach pochylenia od średnich do stromych. Diagramy z sektorów II, IV, VI i VII, obejmujące wschodnią i południową część obszaru badań, wykazują podobne koncentracje punktów projekcyjnych. Należy jednak podkreślić, że występuje na tym obszarze znacznie silniejsze rozproszenie kierunków i kątów pochylenia zarówno lineacji, jak też i osi fałdów związanych z generacją z Miedzianki. Normalne

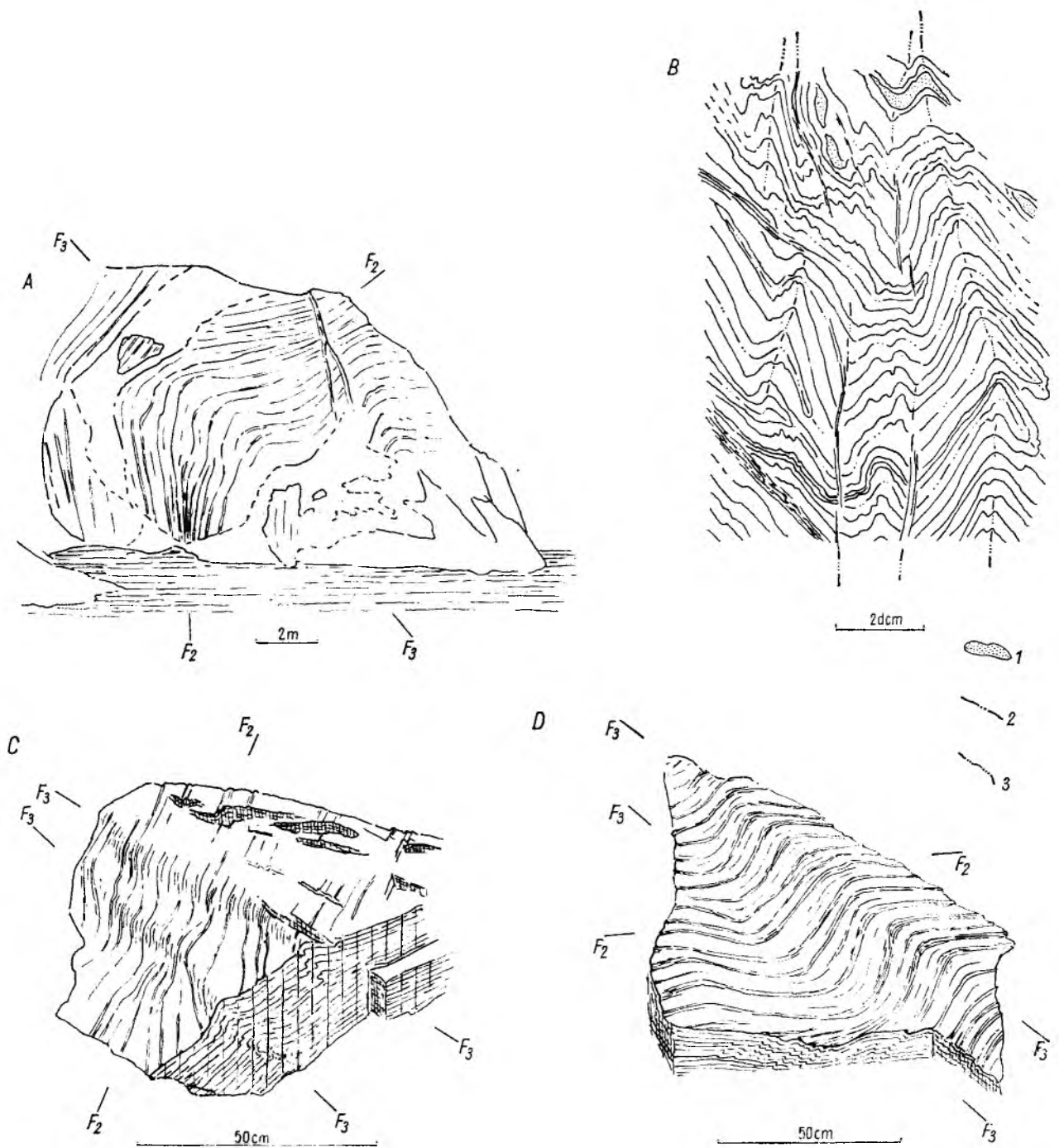


Fig. 16

Struktury etapu fałdowego z Rędzin ( $F_3$ ) nałożone na relikty starszych struktur ( $F_2$ ) (łupki pirytowe z Wieściszowic, Wieściszowice, wielka odkrywka)

A — megaskopowa antyforma ( $F_3$ ) deformująca drobne fałdy i zmarszczkowania etapu ( $F_2$ ), mały półwysep na „Purpurowym Jezioroku”; B — izoklinalne fałdy ( $F_2$ ) zdeformowane przez fałdy ( $F_3$ ), fragment prawie pionowej ściany skalnej w południowej części wielkiej odkrywki: 1 — segregacje kwarcowe w formie struktur prętowych, 2 — powierzchnie osiowe ( $S_2$ ), 3 — powierzchnie osiowe ( $S_3$ ); C i D — zmarszczkowanie ( $F_2$ ) zdeformowane przez drobne fałdy ( $F_3$ ), południowa część wielkiej odkrywki

Structures of the ( $F_3$ ) Rędziny folding phase superimposed on relics of ( $F_2$ ) structures. Wieściszowice Pyrite-bearing schists, great open-pit mine Wieściszowice

A — mesoscopic ( $F_3$ ) antiform which deforms ( $F_2$ ) minor folds and crumpling, small promontory on the „Purple Lake”; B — Isoclinal ( $F_2$ ) folds affected by ( $F_3$ ) folds fragment of subvertical cliff in southern part of open-pit mine: 1 — quartz rods and segregations, 2 — trace of ( $S_2$ ) axial plane, 3 — trace of ( $S_3$ ) axial plane; C and D — ( $F_2$ ) crenulations affected by ( $F_3$ ) minor folds, southern part of open-pit mine

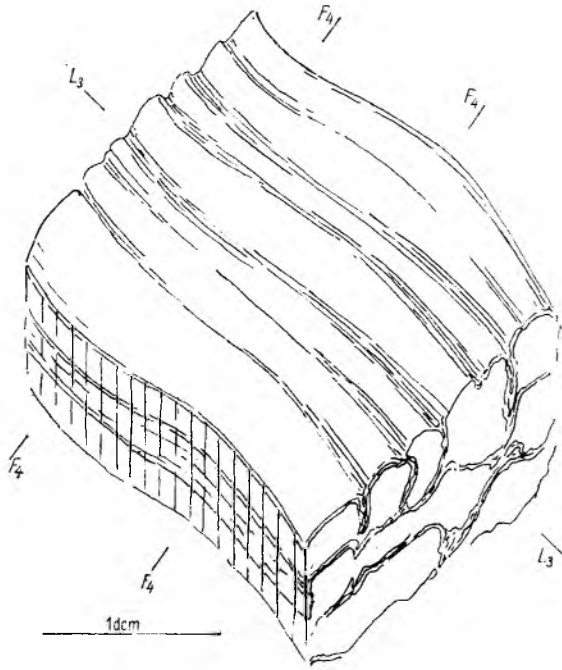


Fig. 17

Struktury prętowe etapu fałdowego z Rędzin ( $L_3$ ) zdeformowane przez otwarte fałdy ( $F_4$ ) etapu z Wieściszowic (Wieściszowice, wielka odkrywka)

Rodding of the ( $L_3$ ) Rędziny phase affected by ( $F_4$ ) Wieściszowice phase open folds (Wieściszowice great open-pit mine)

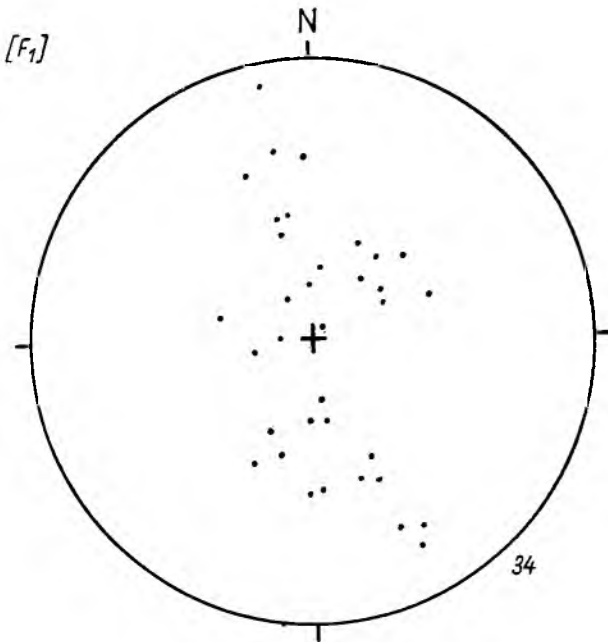


Fig. 19

Diagram fałdów etapu fałdowego z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) i towarzyszących im struktur liniowych (cały obszar badań, dolna półkula siatki Schmidta)

Diagram of ( $F_1$ ) Janowice Wielkie phase folds and lineations, lower hemisphere of Schmidt net (measurements of the whole area examined)

do powierzchni kłiważu ( $S_2$ ) zestawiono w postaci diagramów z trzech sektorów (I, III i V), obejmujących zachodnią część obszaru badań (fig. 21). Na wszystkich trzech diagramach otrzymano podobne skupienie punktów projekcyjnych; odpowiada ono płaszczyznom kłiważu wykazującym kierunek biegu WNW-ESE do NW-SE oraz upady strome bądź pionowe. Obecna pozycja osi fałdów ( $F_2$ ) jest spowodowana fleksuralną przebudową wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy oraz z fałdowaniem ( $F_3$ ). Przyjmując, że położenie osi fałdów ( $F_2$ )

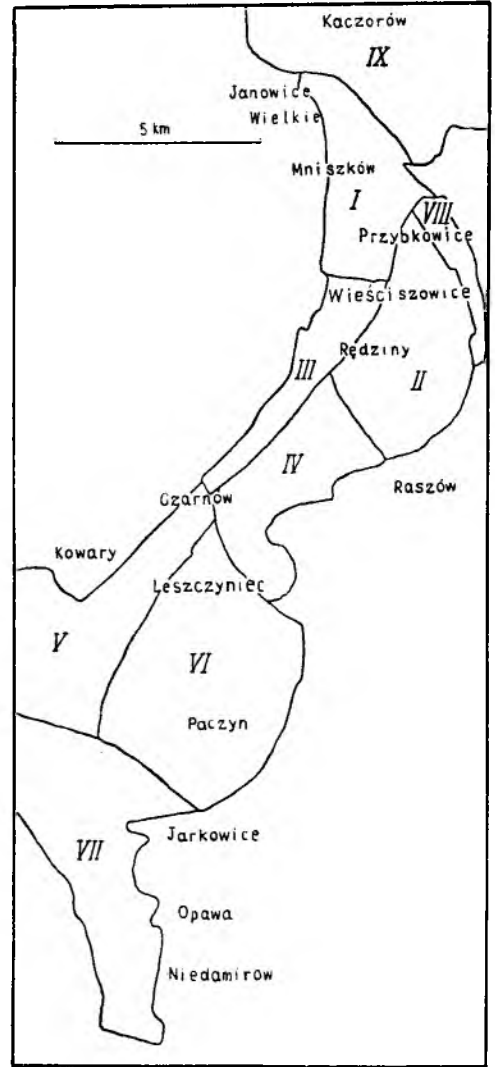


Fig. 18

Mapa szkicowa pokrywająca podział terenu badań na sektory użyte przy opisie struktur etapu z Miedzianki ( $F_2$ ) i etapu z Rędzin ( $F_3$ )

I — Janowice Wielkie — Hala Krzyżowa, II — Wieściszowice — Raszków, III — Rędziny — Czarnów, IV — Jagoda (741 m) — Wilkowyja (773 m), V — Czarnów — Sulica (942 m), VI — Leszczyniec — Paczyn, VII — Lysocina (1187 m) — Niedamirów, VIII — element Przybkwice, IX — Góry Otowlane

Sketch map of sub-areas used in ( $F_2$ ) and ( $F_3$ ) folds description, names of sub-areas see Polish explanations above

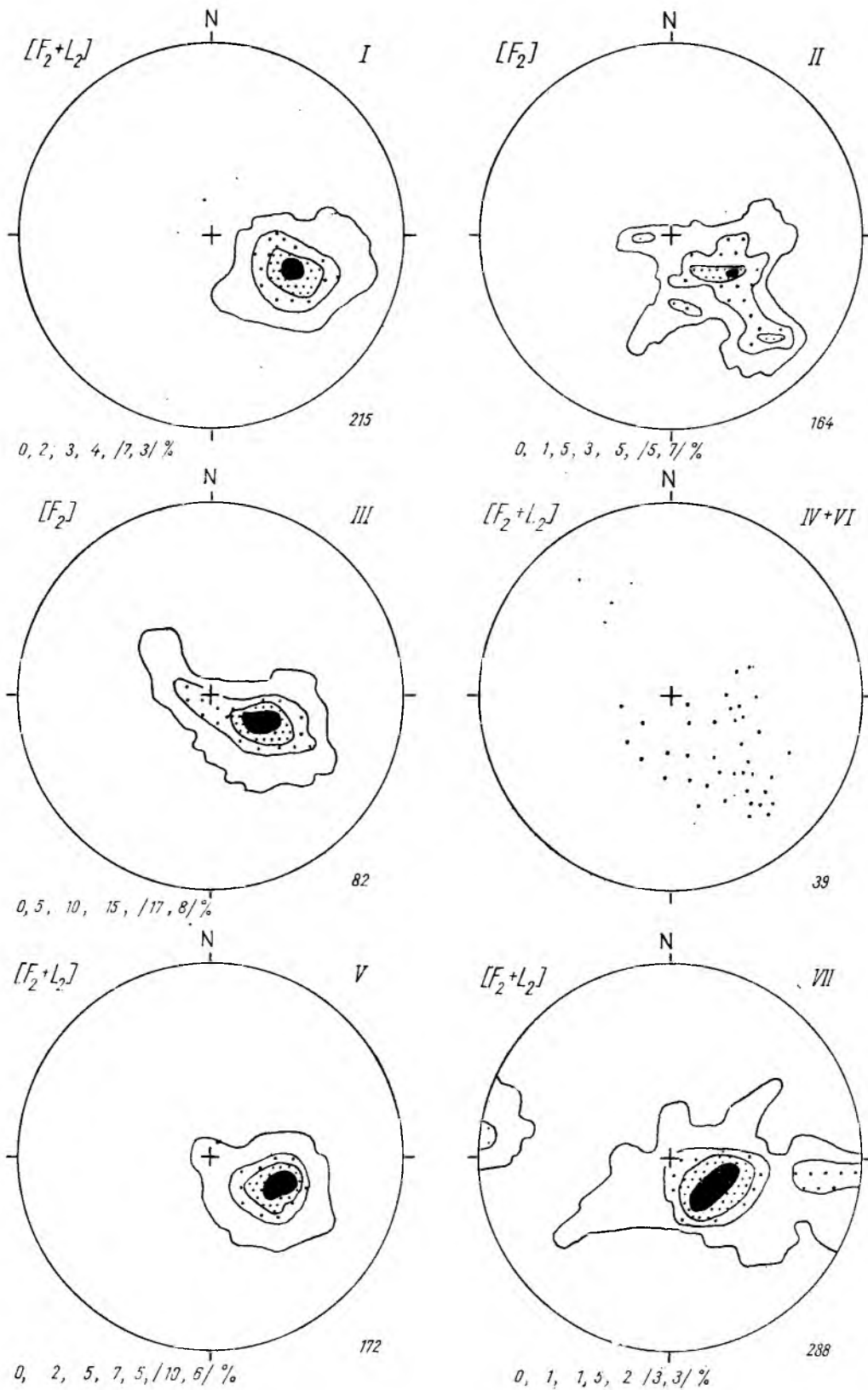


Fig. 20

Diagramy fałdów etapu z Miedzianki ( $F_2$ ) i towarzyszących im struktur liniowych

Cyfry rzymskie oznaczają sektory, cyfry arabskie po prawej stronie diagramu — liczbę pomiarów, po lewej stronie diagramu — wartości izolinii; dolna półkula siatki Schmidta

Diagrams of folds and lineations of ( $F_2$ ) Miedzianka phase

Roman numerals indicate sub-areas, Arabic numerals: to the right of diagram numbers of measurement, to the left — contours values. Lower hemisphere of Schmidt net

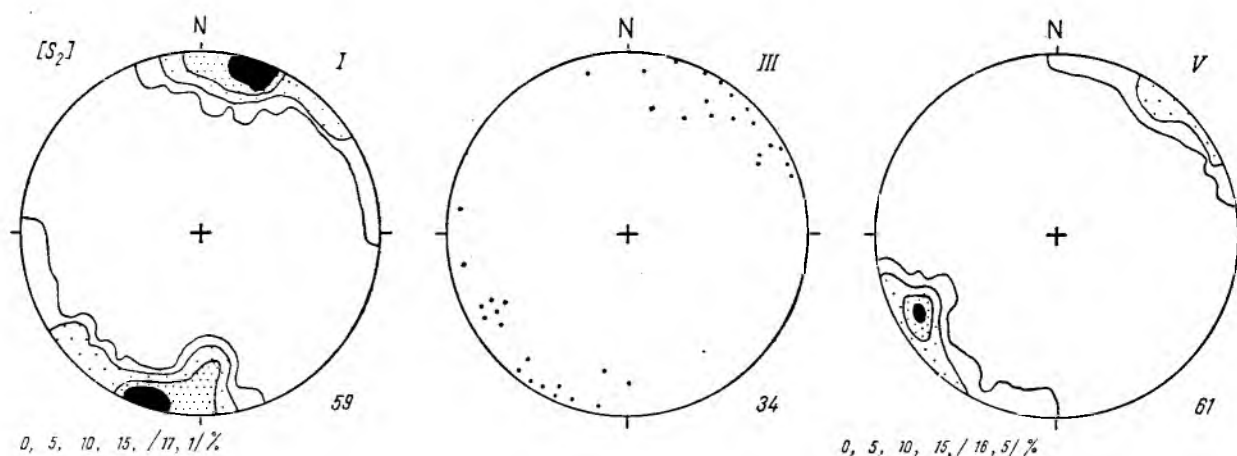


Fig. 21

Diagramy klinażu osiowego etapu z Miedzianki ( $S_2$ ) w zachodniej części Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego

Cyfry rzymskie oznaczają sektory; cyfry arabskie po prawej stronie diagramu oznaczają liczbę pomiarów, po lewej stronie — wartości izolinii; dolna półkula siatki Schmidta

Diagrams of the axial plane cleavage ( $S_2$ ) of Miedzianka phase at the western part of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet

Roman numerals indicate sub-areas, Arabic numerals to the right of diagram indicate number of measurements; to the left of diagram — contour values, lower hemisphere of the Schmidt net

było początkowo w przybliżeniu poziome, możemy przyjąć, że pierwotnie były to fałdy asymetryczne, obalone ku południowi o kierunkach osi: E-W do ESE-WNW. Pełniejszą ich rekonstrukcję autor podaje niżej wraz z próbą nawiązania do widocznych w obrazie intersekcyjnym większych form fałdowych.

#### Etap fałdowań z Rędzin ( $F_3$ )

Struktury należące do tego etapu deformacji występują sporadycznie w północno-zachodniej części badanego obszaru. W sektorze I i III (fig. 22) udało się zidentyfikować i pomierzyć pojedyncze struktury należące do tej generacji, natomiast w sektorze V spotyka się je nieco częściej. Główną domeną rozwoju tych struktur jest wschodnia i południowa część obszaru badań (sektory II, IV, VI, VII). Fałdy tej generacji wykazują dużą stałość kierunków. Przejawy fałdowania krzyżowego, sporadycznie obserwowane w odkrywkach, wyraźniej zaznaczają się na diagramach (fig. 22). Obok systemu fałdów o osiach przebiegających NE-SW, obserwuje się system drugi o osiach przebiegających N-S. Fałdy o takim kierunku osi odgrywają największą rolę w sektorze I i II. Zarówno, fałdy zaliczane do systemu NE-SW jak i też N-S należą najprawdopodobniej do generacji z Rędzin. Mają one charakter sprzężonego systemu fałdów dachowych, co zostało już wspomniane wyżej.

W ułożeniu przestrzennym struktur ( $F_3$ ) uderza ich równoległość do osi fleksury przebiegającej wzdłuż pasma Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Wydaje się, że zarówno mezoskopowe fałdy ( $F_3$ ), jak i sama fleksura są

strukturami powstałymi w tym samym etapie deformacji. Zagadnienie to będzie szczegółowo omówione dalej.

#### Etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ )

Nieliczne struktury należące do tego etapu są zgrupowane w sektorze II i IV, sporadycznie spotyka się je także w VI. Są to fałdy o sztywnym fleksurowym charakterze, pochylone stromo ku NW-NNW, rzadziej SE-SSE (fig. 23). Wydaje się bardzo prawdopodobne, że są to drobne fleksury wykształcone pod wpływem tych samych sił, które doprowadziły do powstania systemu fałdów NW-SE.

#### STRUKTURY MAKROSKOPOWE

Duże struktury fałdowe i ich stosunek do fałdów mezoskopowych

Odtworzenie dużych struktur fałdowych na zbadanym terenie utrudnia niedostateczne poznanie stratygrafii skał metamorficznych oraz przykrycie dużej części terenu przez grube pokrywy aluwii i deluwii. Próby dokładniejszego sprecyzowania następstwa warstw napotykać znaczne trudności. Brak tu jakichkolwiek oznaczalnych szczątków organicznych, nie występują tu również pierwotne struktury czy tekstury mogące być wyznacznikami stropu czy spągu warstw. Niedostateczne odsłonięcie terenu w wielu przypadkach uniemożliwia rozpoznanie dużych struktur należących do najstar-

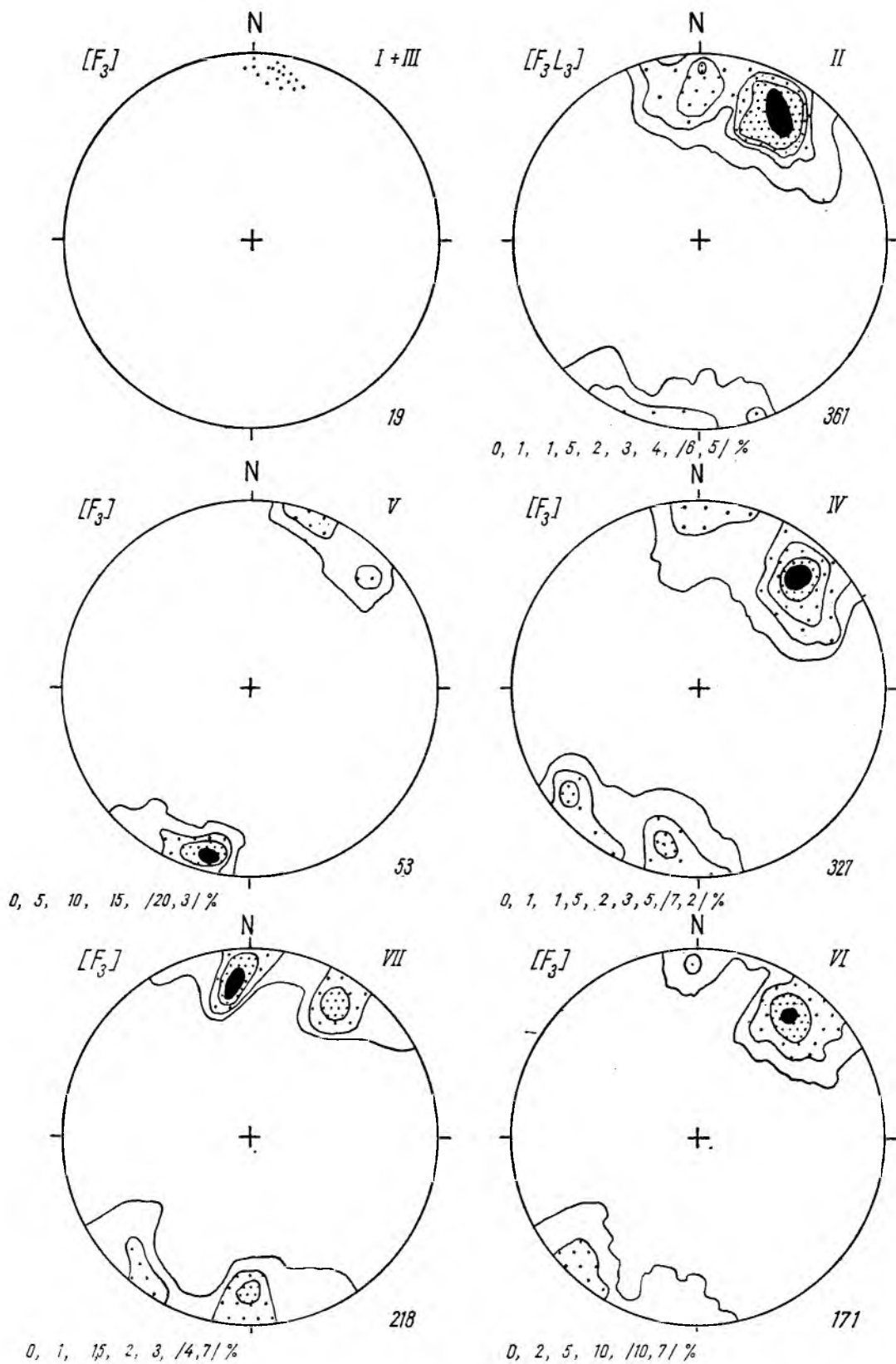


Fig. 22

Diagramy fałdów i lineacji etapu fałdowego z Rędzin (F<sub>3</sub>)

Cyfry rzymskie oznaczają sektory; cyfry arabskie po prawej stronie diagramu oznaczają liczbę pomiarów, po lewej stronie — wartości izolinii; dolna półkula siatki Schmidta

Diagrams of folds and lineations of (F<sub>3</sub>) Rędziny phase

Roman numerals indicate sub-areas, Arabic numerals to the right of diagram indicate number of measurements; to the left of the diagram — contour values

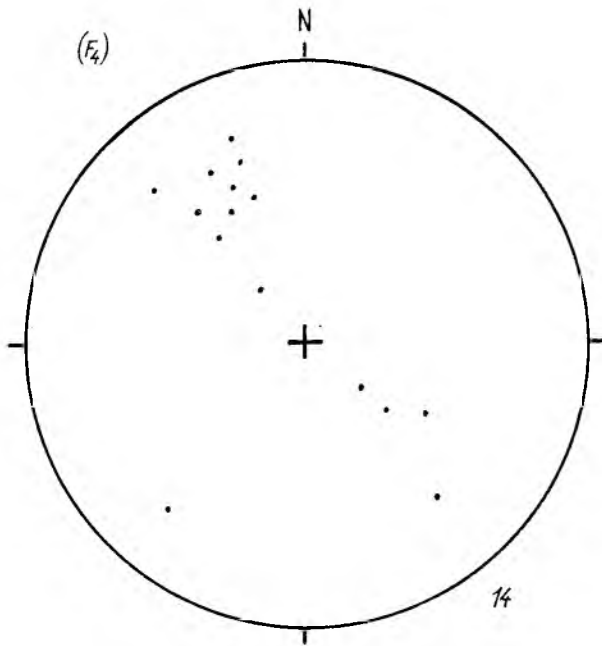


Fig. 23

Diagram fałdów i lineacji etapu fałdowego z Wieściszowic ( $F_4$ ) (cały obszar badań, dolna półkula siatki Schmidta)

Diagram of folds and linear structures of Wieściszowice ( $F_4$ ) phase, measurements from the whole investigated area; lower hemisphere of the Schmidt net

szej generacji fałdów ( $F_1$ ). W związku z tym określenie czy powtarzające się w profilu wkładki identycznych typów lub odmian litologicznych są spowodowane pierwotną zmiennością serii osadowej, czy też są „powtórzeniami tektonicznymi”, jest bardzo trudne. Pod tym ostatnim terminem autor rozumie powtarzanie się identycznej sekwencji w normalnym i odwróconym skrzydle fałdu izoklinalnego, co w przypadku nierozpoznania tej struktury może prowadzić do błędnej interpretacji takiego zespołu jako jednolitej serii. W obecnym stanie znajomości formacji łupkowej z Czarnowa nie można wykluczyć, że mamy do czynienia z takim przypadkiem. Możliwość taką sugeruje dwukrotne powtarzanie się ogniw zbudowanych z łupków łyszczykowych bądź amfibolitów

smużystych. Przyjęte w niniejszej pracy nastęstwo warstw jest zatem dużym przybliżeniem.

Podkreślić należy, że obraz intersekcyjny struktur powstałych przez nałożenie się dwu lub kilku faz fałdowych jest na ogół bardzo zawiły i wymaga szczegółowego zdjęcia geologicznego w dużej skali. W wielu przypadkach wykonanie takiego zdjęcia było nieosiągalne wskutek przykrycia terenu grubą warstwą glin z blokami, niemożliwą do przebiccia za pomocą sztucznych wkopów.

Najlepiej poznane struktury, związane prawdopodobnie z najstarszą fazą fałdowań z Janowic Wielkich, są widoczne między Janowicami Wielkimi, Orliną a Mniszkowem. Obszar ten był szczegółowo skartowany już dawniej (J. H. Teisseyre 1968a, tab. IIA), ostatnio uzupełniono obraz intersekcyjny istotnymi szczegółami, które wraz z wieloma dodatkowymi obserwacjami pozwoliły na nową interpretację tektoniczną tego wycinka terenu (fig. 24). Na tym szluku tektonicznym można zaobserwować szereg fałdów izoklinalnych, z których największym jest fałd Orliny. Ślady powierzchni osiowych tych fałdów ułożone są w przybliżeniu w kierunku NNW-SSE, a osie tych struktur, zgodnie z bardzo nielicznymi pomiarami, są pochylone pod kątami  $65-80^\circ$  w kierunku N i NNW. Struktury ( $F_1$ ) w sposób wyraźny są zdeformowane przez fałdy generacji z Miedzianki ( $F_2$ ). Zjawisko to w sposób szczególnie wyraźny występuje w okolicach Mniszkowa. Obserwuje się tam struktury fałdowe związane z generacją ( $F_2$ ) o wyraźnie zaznaczonej asymetrii południowej. Skrzydła zredukowane tych fałdów są podkreślone ślizgami w przybliżeniu równoległymi do powierzchni osiowej. Wykazują one ułożenie zgodne z kłiwazem ( $S_2$ ). Osie tych fałdów są pochylone ku ESE-SE pod kątami  $40-75^\circ$ .

Wydaje się, że podobne struktury występują również w głównym grzbiecie Rudaw Janowickich między Halą Krzyżową a Czarnowem oraz w Grzbiecie Lasockim na południe od doliny Złotego Potoku. W obu tych regionach dokładniejsze ich rozpoznanie utrudnia silne zakrycie terenu.

W skałach grupy gnejsowej z Kowar, które w fazie poprzedzającej fałdowanie ( $F_2$ ) oraz w

Fig. 24

Szkic tektoniczny obszaru między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem

1 — pometamorficzne skały żyłowe: a — kwaśne, b — ultrazasadowe; 2 — granit Karkonoszy, 3 — kompleks kaczawski (formacja zieleńcowa), 4 — formacja wulkanitów z Leszczyńca, 5 — formacja łupków z Czarnowa, 6 — uskoki: a — obserwowane, b — przypuszczalne; 7 — granice litologiczne, 8 — ślady powierzchni osiowych dużych fałdów etapu z Janowic Wielkich ( $F_1$ ), 9 — ślady powierzchni osiowych dużych fałdów etapu z Miedzianki ( $F_2$ ). Skróty: GUS — główny uskok śródsudecki, UMC — uskoki Miedzianka — Ciechanowice

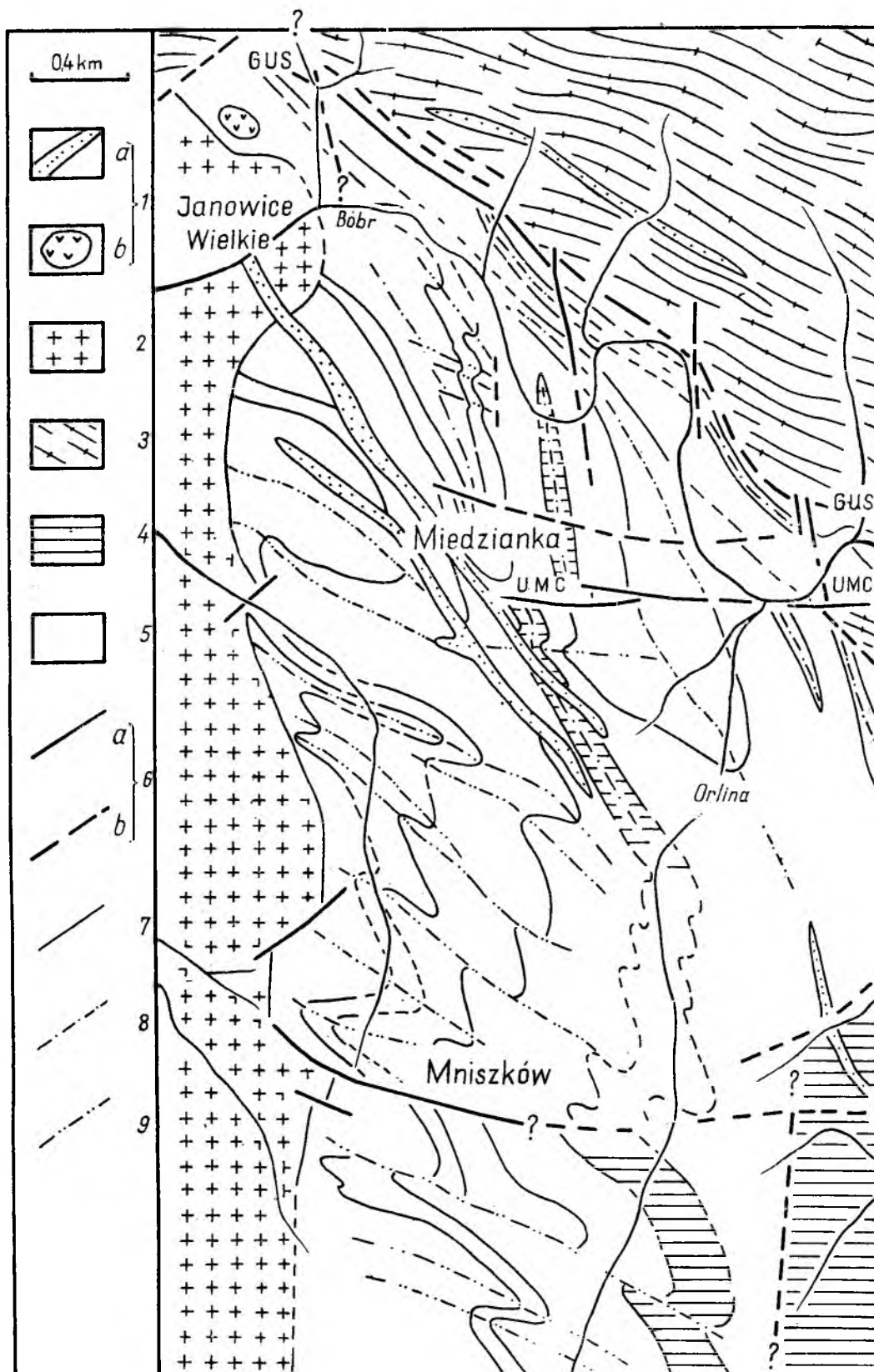
Structural sketch map of the area between Janowice Wielkie and Mniszków

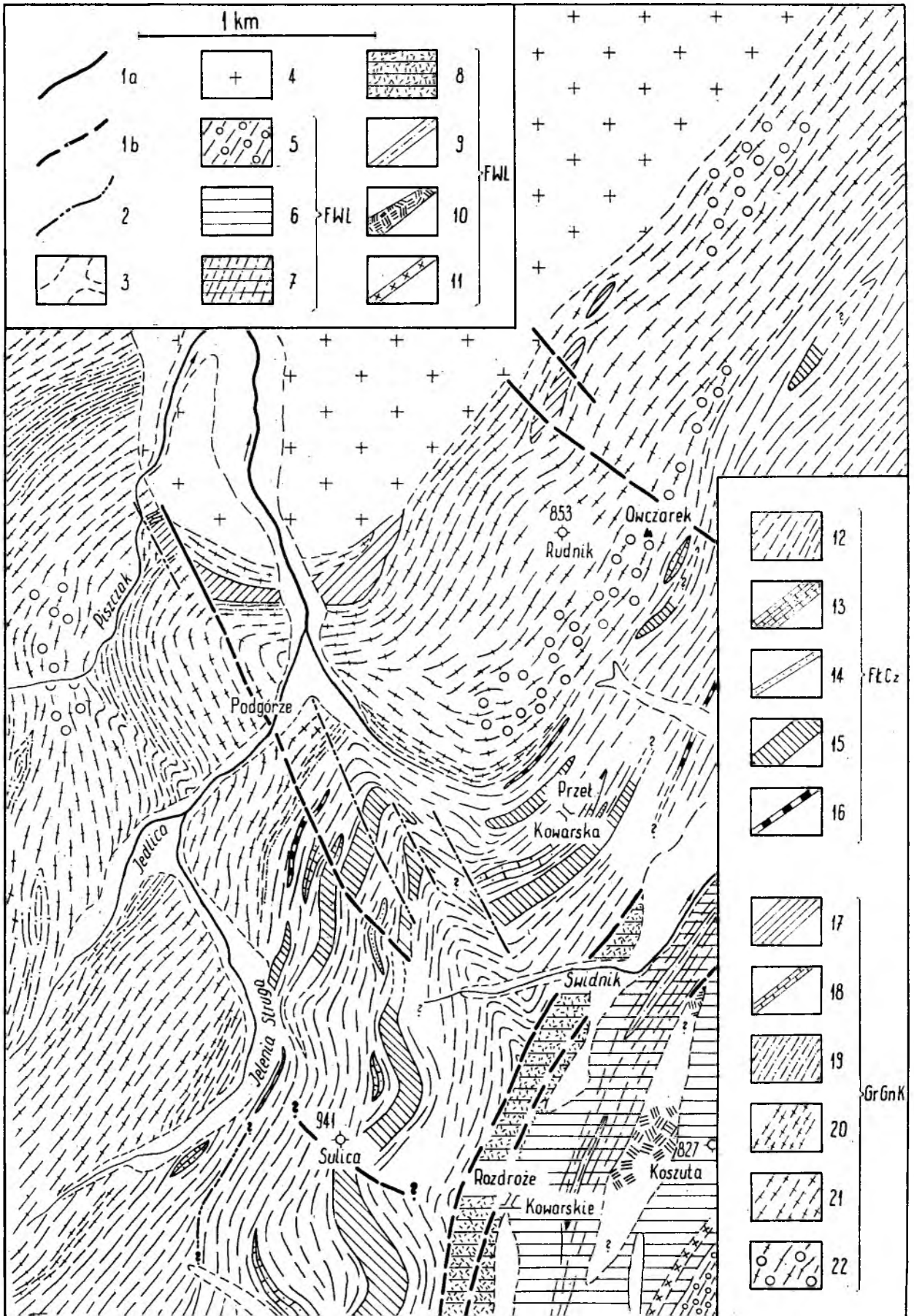
1 — post-metamorphic dykes: a — felsic, b — ultra-basic; 2 — Karkonosze Granite, 3 — Kaczawa Complex (greenschists formation), 4 — Leszczyńiec Volcanic Formation, 5 — Czarnów Schist Formation. 6 — faults: a — observed, b — inferred; 7 — lithological boundaries, 8 — axial plane trace of major ( $F_1$ ) folds, 9 — axial plane trace of major ( $F_2$ ) folds. Abbreviations: GUS — Main Innersudetic Fault, UMC — Miedzianka — Ciechanowice Fault



początkowych etapach tych ruchów przeszły silną homogenizację związaną z granityzacją, brak czytelnych reliktyw faldów ( $F_1$ ) w skali makroskopowej.

W rejonie Kowar Górnych i Podgórze widoczny jest duży fałd związany z etapem ( $F_2$ ). Na jego istnienie wskazywał już obraz intersekcyjny mapy G. Berga (1940b). Jeszcze wyraź-





niej widoczna jest ta struktura na nowym szkiecie geologicznym okolic Kowar Górnych i Podgórze, wzbogaconym o wiele szczegółów, dzięki wykorzystaniu materiałów ze sztucznych wkopów (fig. 25). Ten duży fałd o amplitudzie 500—800 m wykazuje, podobnie jak struktury z rejonu Mniszkowa — Miedzianki, pochylenie osi w kierunku ESE pod kątem 45—60°, analogicznie jak drobne struktury fałdowe ( $F_2$ ) w tym rejonie. Asymetryczny charakter tej struktury, łatwy do odczytania z jej obrazu intersekcyjnego, podkreśla dodatkowo system dużych ślizgów przecinających skrzydło zredukowane. Strefy ślizgów wykazują kierunki biegów od WNW-ESE do NW-SE i upady strome ku NE, rzadziej ku SW. Strefy ślizgowe są zatem w przybliżeniu równoległe do orientacji kłważu ( $S_2$ ) we wzmiankowanym regionie (fig. 21 i 25).

W przeciwieństwie do struktur starszych generacji fałdy makroskopowe generacji z Rędzin nie zaznaczają się w sposób wyraźny w obrazie intersekcyjnym, z wyjątkiem fałdu dającego się obserwować na północ od Wielkiej Kopy (871 m) (fig. 26 i 27). Wydaje się, że większe, dające się prześledzić w obrazie intersekcyjnym, struktury fałdowe ( $F_3$ ) istnieją także w okolicach Opawy i Niedamirowa. Rekonstrukcja tych struktur w obecnym stanie znajomości tego regionu nie jest jednak możliwa.

Również interpretacja obrazu intersekcyjnego okolic Szarocina i Paczyna (fig. 28) nie jest możliwa w sposób jednoznaczny. Widoczna na mapie opisanego regionu alternacja gnejsów paczyńskich i metawulkanitów może być tłumaczona kilkoma sposobami. Jedną z możliwości wyjaśnienia tego zjawiska jest założenie, że gnejsy paczyńskie tworzą wśród wulkanitów dwie, a miejscami trzy płytowe intruzje. Sze-

reg faktów nie znajduje potwierdzenia w świetle tej hipotezy. W okolicach Leszczyńca, Ogorzelca oraz na południowy wschód od tych miejscowości obserwuje się wiele zjawisk wskazujących na istnienie systemu dyslokacji w przybliżeniu równoległych do granic litologicznych. Cały zespół złożony z metawulkanitów i gnejsów paczyńskich, w przypadku gdyby między Ogorzelcem a Paczynem nie istniały żadne komplikacje tektoniczne, miałyby ponad 5 km długości, co wydaje się mało prawdopodobne.

Istnienie na obszarze między Ogorzelcem, Szarocinem a Jarkowicami większych struktur fałdowych o kierunkach osi NNE-SSW wydaje się mało prawdopodobne. Układ struktur płaskich nie wskazuje na istnienie większych fałdów. Drobne fałdy są na omawianym terenie nieliczne. Są to struktury przeważnie otwarte bądź szerokopromienne o charakterze wyraźnie sztynnym. Natomiast we wszystkich większych odkrywkach obserwuje się duże strefy zbrekcjowania, ślizgi i uskoki inwersyjne. Powierzchnie uskoków inwersyjnych wykazują biegi 25—55° i upady ku SE pod kątami 55—90°, sporadycznie ku NW pod kątami 75—90°. Typowym przykładem takich właśnie struktur są uskoki i strefy zbrekcjowania, widoczne na głównej ścianie kamieniołomu w Klatce. Tektonikę obszaru między Ogorzelcem, Szarocinem a Jarkowicami określają nie fałdy, lecz w pierwszym rzędzie dyslokacje nieciągłe, a ich istnienie poza obserwacjami odkrywek potwierdzają dane ze sztucznych wkopów. Próba takiej interpretacji jest profil między Ogorzelcem a Paczynem (fig. 29), na którym przedstawiono budowę geologiczną regionu w postaci szeregu bloków przedzielonych uskoki inwersyjnymi. Ta szczególna struktura powstała najprawdopodobniej w okre-

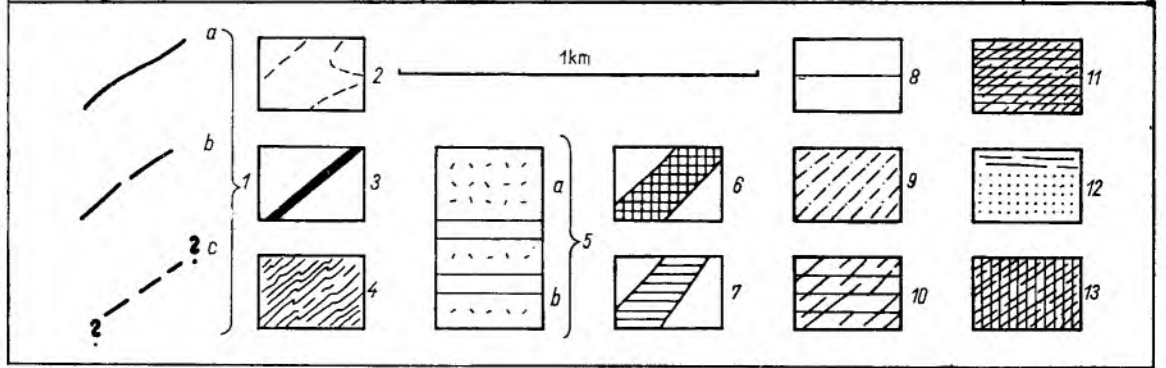
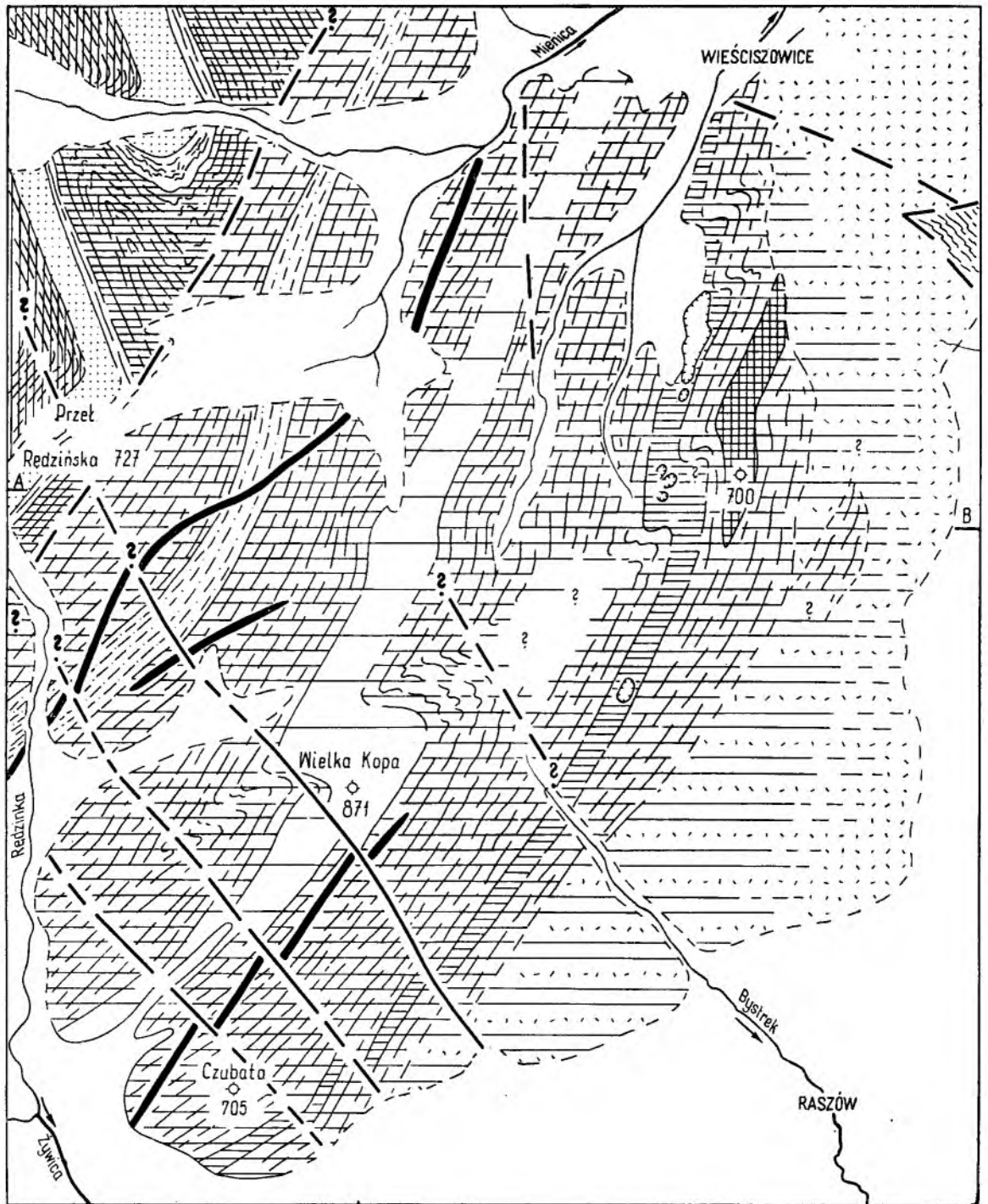
Fig. 25

## Szkic geologiczny okolic Podgórze i Kowar Górnych

1 — uskoki: a — obserwowany, b — przypuszczalny; 2 — ślad powierzchni zruskowania (równoległy do powierzchni osiowych  $S_2$ ), 3 — czwartorzęd, 4 — granit Karkonoszy, 5 — gnejsy paczyńskie (nie rozdzielone), 6 — zasadowe metawulkanity skatylazowane, 7 — zasadowe i kwaśne metawulkanity z wkładkami łupków stłpnomelanowych, 8 — amfibolity zoizytowe, 9 — keratofiry, 10 — łupki łyszczykowe (formacji z Czarnowa), 11 — marmury (formacji z Czarnowa), 12 — kwarcyty i leptynity, 13 — amfibolity skaleniowe, łupki chlorytowo-skaleniowe i chlorytowo-węglanowe, 14 — kwarcyty grafitowe, 15 — formacja rudonośna z Podgórze (łupki, amfibolity i skały wapienno-krzemianowe), 16 — marmury formacji rudonośnej, 17 — łupki łyszczykowe i chlorytowe (grupy gnejsowej z Kowar), 18 — gnejsy kowarskie, odmiana cienko laminowana, 19 — gnejsy kowarskie, odmiana grubo laminowana i oczkowa, 20 — gnejsy kowarskie, odmiana homofaniczna. Skróty: FWL — formacja wulkanitów z Leszczyńca, FLCZ — formacja łupków z Czarnowa, GrGnK — grupa gnejsowa z Kowar

## Geological sketch-map of the Podgórze — Kowary Górne region

1 — faults: a — observed, b — fault inferred; 2 — trace of thrust plane (parallel to  $S_2$  axial plane), 3 — Quaternary, 4 — Karkonosze Granite, 5 — Paczyn Gneisses (non subdivided), 6 — basic metavolcanites mainly massive, 7 — basic metavolcanites distinctly cleaved, 8 — basic and felsic metavolcanites cataclased, 9 — basic and felsic metavolcanites with numerous stłpnomelane schists intercalations, 10 — zoisite amphibolites, 11 — keratophyres, 12 — mica schists (in Czarnów Formation), 13 — marbles (in Czarnów Formation), 14 — quartzites and leptynites, 15 — feldspar amphibolites, chlorite feldspar schists and chlorite carbonate schists, 16 — graphitic quartzites, 17 — Podgórze Ore-Bearing Formation (schists, amphibolites, and lime-silicate rocks), 18 — marbles of Podgórze Ore-Bearing Formation, 19 — mica and chlorite schists (in Kowary Group), 20 — Kowary Gneisses, finely laminated variety, 21 — Kowary Gneisses, coarse laminated and augen variety, 22 — Kowary gneisses, homofanic variety. Abbreviations: FWL — Leszczyńiec Volcanic Formation, FLCZ — Czarnów Schists Formation, GrGnK — Kowary Gneisses Group



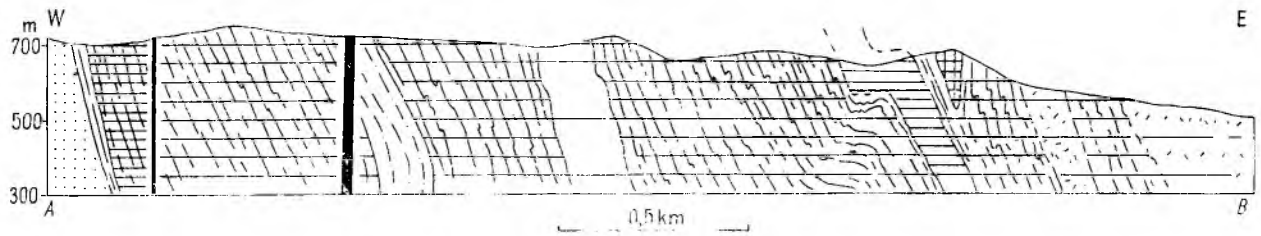


Fig. 27

Przekrój poprzeczny przez pasmo Wielkiej Kopy

Objaśnienia jak do figury 26

Section across the Wielka Kopa Range

Explanations see Figure 26

sie fałdowań ( $F_3$ ), w ścisłym związku z fleksurą Rudaw Janowickich.

Podobny charakter ma prawdopodobnie strefa dyslokacji nieciągłych odgradzających część wschodnią Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, zbudowaną ze skał formacji z Leszczyńca, od części zachodniej wzmiankowanych pasm górskich, w której skały grupy z Kowar oraz formacji z Czarnowa są panującymi zespołami skalnymi. Strefa ta, którą nazwano dyslokacją Leszczyńca, odpowiada nasunięciu o tej samej nazwie, wyróżnionemu już przez J. Oberca (1960) oraz M. i J. Szałamachów (1968). Nasunięcie to ma, jak się wydaje, amplitudę niewielką, rzędu setek metrów. Jest ono deformacją powstałą wtórnie, potomną fleksury Rudaw Janowickich. Dyslokacją Leszczyńca, powstałą wzdłuż powierzchni mechanicznie predysponowanej, była granica litologiczna między formacją łupków z Czarnowa, składającą się ze skał warstwowanych, a formacją wulkanitów z Leszczyńca, zawierającą dużą ilość skał masywnych.

W części północnej i środkowej Rudaw Janowickich rola opisanych wyżej uskoki inwersyjnych zdaje się być o wiele mniejsza niż w Grzbiecie Lasockim. W Rudawach Janowickich masywne skały wulkaniczne ustępują

ilościowo skałom złupkowanym, co stwarza o wiele większe możliwości rozwoju struktur fałdowych zarówno w skali mikro-, mezo-, jak i makro-. Te ostatnie formy są prawdopodobnie bardziej rozpowszechnione niż to wynika z analizy obrazu intersekcyjnego map, lecz ich wykrycie w monotonnym zespole skalnym formacji z Leszczyńca jest bardzo trudne.

Struktury fałdowe ( $F_3$ ) towarzyszące tej samej generacji ruchów uskoki inwersyjne, rozwijają się w sposób bardzo nierównomierny. Uskoki inwersyjne są rozwinięte najbardziej na obszarze między Ogorzelcem, Szarocinem a Jarokowicami. W obszarach przyległych można wyróżnić o wiele mniejszą ilość tych struktur. W tej sytuacji musiały powstać naprężenia, które rozładowały się przez powstanie systemu pionowych uskokiów listwowych<sup>12</sup>. Kąty między osiami fałdów ( $F_3$ ) i powierzchniami związanymi z tą generacją fałdów uskokiów inwersyjnych a systemem uskokiów listwowych wahają się od 60 do 90°.

<sup>12</sup> Termin używany przez „szkołę wrocławską” wprowadzony prawdopodobnie przez W. Teisseyre'a. Jego synonimem jest w nazewnictwie polskim „uskok przesuwczy” (Książkiewicz 1968; Jaroszewski 1972), a w angielskim — *strike — slip fault* (Dennis 1967), *trace — slip fault* (Schiferdecker 1959).

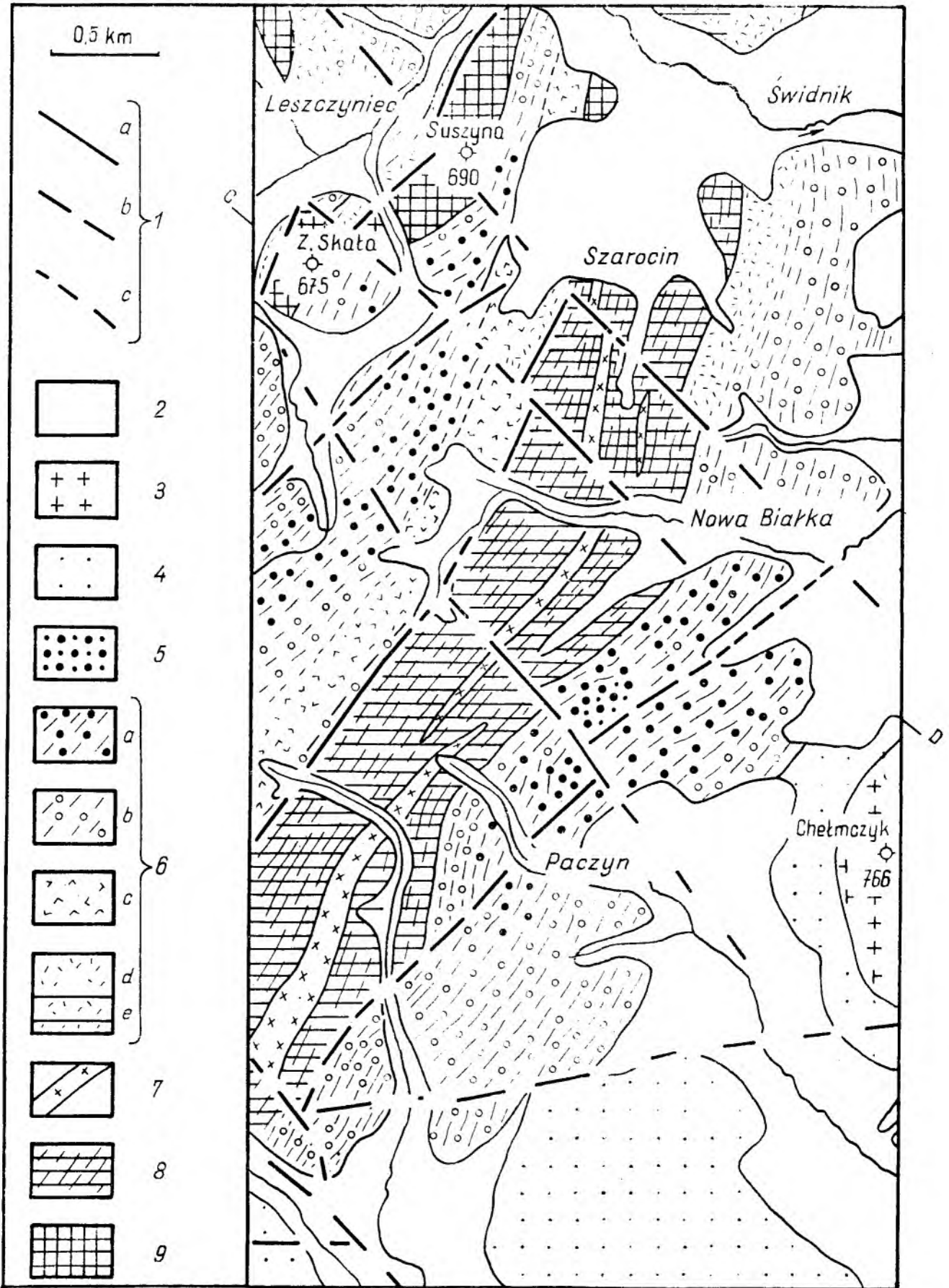
Fig. 26

Szkic geologiczny pasma Wielkiej Kopy

1 — uskoki: a — obserwowane, b — przypuszczalne, c — skryte pod utworami czwartorzędowymi; 2 — czwartorzęd, 3 — młodopaleozoiczne skały żyłowe, 4 — formacja Przybkowice (fyllity), 5 — formacja wulkanitów z Leszczyńca: a — gnejsy paczyńskie typu kataklastycznego, b — typ kataklastyczny z wkładkami metawulkanitów; 6 — masywne metawulkanity, głównie zasadowe, 7 — łupki prytonośne z Wieściszowic, 8 — gnejsy chlorytowe z Jagody (łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe z licznymi soczewkami keratofirów i keratospilitów), 9 — zielenice i łupki chlorytowe z licznymi wkładkami łupków stilpnomelanowych, 10 — mieszany zespół zasadowych i kwaśnych metawulkanitów przeważnie silnie złupkowanych. Formacja łupkowa z Czarnowa; 11 — górne amfibolity smużyste, 12 — górne łupki lyszczykowe (leptynity z łupkami lyszczykowymi w strople), 13 — dolne amfibolity smużyste. AB — linia przekroju

Geological sketch-map of Wielka Kopa Ridge

1 — faults: a — observed, b — inferred, c — concealed under Quaternary deposits; 2 — Quaternary, 3 — Young-Paleozoic dykes, 4 — Przybkowice Formation (phyllites), 5 — Leszczyńiec Volcanic Formation: a — Paczyn Gneisses, cataclastic type, b — Paczyn Gneisses of cataclastic type alternating with metavolcanites; 6 — massive metavolcanites mainly basic, 7 — Wieściszowice Pyrite-bearing schists, 8 — Jagoda chlorite gneisses (chlorite-albite-quartz schists with lenses of keratophyres and keratospillites), 9 — greenschists and chlorite schists with numerous intercalations of stilpnomelane schists, 10 — faults and basic metavolcanites, non-differentiated predominantly cleaved; Czarnów Schists Formation: 11 — upper striped amphibolites, 12 — upper mica schists (leptynites with mica schists at the top), 13 — lower striped amphibolites. AB — Cross-section line



Sumując rozważania na temat deformacji związanej z fałdowaniem ( $F_3$ ) należy jeszcze raz podkreślić bardzo prawdopodobny związek tego etapu z formowaniem się fleksury Rudaw Janowickich. Duże struktury związane z etapem fałdowym z Rędzin mają charakter fałdów megaskopowych tylko w północnej części badanego terenu, na pozostałym obszarze dominują uskoki inwersyjne; taki charakter ma dyslokacja Leszczyńca. Z tym systemem dyslokacji sprzężone są uskoki listwowe o kierunkach NW-SE do NNW-SSE.

Etap fałdowań z Wieściszowic ( $F_4$ ) zaznacza się tylko w strukturach mezoskopowych. Nie są znane żadne struktury makroskopowe, które można by łączyć z tym etapem fałdowym. Powierzchnie osiowe fałdów ( $F_4$ ) są w przybliżeniu równoległe do uskoków listwowych NW-SE. Ponieważ system uskoków inwersyjnych (NW-SE) związany jest z systemem fałdów ( $F_3$ ), wydaje się dość prawdopodobne, że fałdy generacji z Wieściszowic są systemem pochodnym względem fałdów ( $F_3$ ), a nie samodzielną generacją wyraźnie oddzieloną czasowo i genetycznie.

### U s k o k i

Na zbadanym terenie uskoki stanowią istotne elementy tektoniczne. Ich przebieg i charakter był odczytywany głównie na podstawie analizy obrazu intersekcyjnego mapy i obserwacji różnych zjawisk pośrednich towarzyszących strefom uskokowym. Bezpośrednie obserwacje uskoków były ograniczone do dwu regionów: przełomowej doliny Bobru między Janowicami Wielkimi a Ciechanowicami oraz okolic Bukowej (751 m) i Wilkowyi (774 m). W dolinie Bobru obserwowano w kilku miejscach strefy dyslokacyjne kilku mniejszych uskoków. W większych odkrywkach widoczne są strefy brekcji, na ogół nie przekraczające 1 m szerokości. Na obszarach przyległych skały pocięte są licznymi powierzchniami spekań, w przybliżeniu równoległymi do powierzchni uskoku. Zjawiska podobne, aczkolwiek nie tak wyraźnie zaznaczone, były obserwowane w kilku skałkach

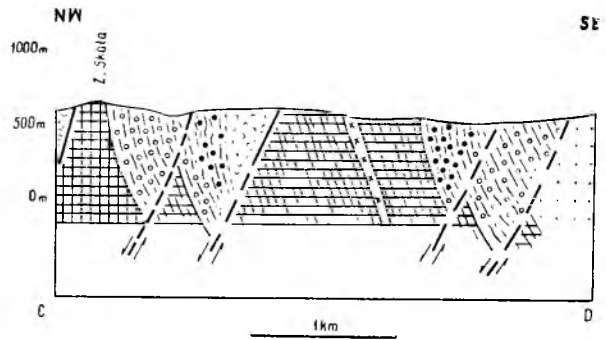


Fig. 29

Przekrój poprzeczny między Ogorzelcem a Paczynem  
Objaśnienia jak do figury 28

Section across the area between Ogorzelec and Paczyn  
Explanations see Figure 28

na zboczach Wilkowyi i na południowych stokach Bukowej, a także sporadycznie w sztucznych wkopach. Dużą pomocą w wyznaczaniu przebiegu uskoków okazały się dane geofizyczne.

Uskoki grupują się na zbadanym terenie w kilku systemach, co jest wyraźnie widoczne na przeglądowym szkicu geologicznym terenu (fig. 5). Dwie kategorie dyslokacji zostały już omówione wyżej w związku z dyskusją nad strukturami związanymi z fałdowaniem ( $F_3$ ). Są to dyslokacje inwersyjne o ogólnym kierunku NNE-SSW oraz uskoki listwowe o kierunkach NW-SE. Pierwszy wymieniony system ma prawdopodobnie dość skomplikowaną historię, o czym świadczą lustra skalne z kilkoma generacjami rys, towarzyszące tym strukturom. Uskoki listwowe systemu NW-SE mają prawdopodobnie również złożoną genezę. Powstały one najprawdopodobniej w czasie ruchów etapu ( $F_3$ ). Wydaje się jednak, że w wielu przypadkach uskoki listwowe przebudowały dawniejsze dyslokacje przebiegające wzdłuż powierzchni osiowych fałdów ( $F_2$ ). Były one też niewątpliwie odmładzane w czasie późniejszych ruchów. Należący do tego systemu uskok Nowa Białka — Leszczyńiec przecina wystąpienie mło-

Fig. 28

### Szkic geologiczny obszaru między Ogorzelcem a Paczynem

1 — uskoki: a — obserwowane, b — przypuszczalne, c — ukryte pod utworami czwartorzędowymi; 2 — czwartorzęd, 3 — wulkanity młodopaleozoiczne, 4 — kulum, formacja wulkanitów z Leszczyńca, 5 — średnioziarniste amfibolity kwarconośne, 6 — gnejsy paczyńskie: a — typ laminowany i oczkowy, odmiana amfibolowa, b — typ laminowany i oczkowy, odmiana chlorytowa, c — typ drobnoziarnisty masywny (mikrogranity albitowe), d — typ kataklastyczny, e — gnejsy typu kataklastycznego alternujące z metawulkanitami; 7 — keratofiry, 8 — mieszany zespół zasadowych i kwaśnych metawulkanitów przeważnie silnie złupkowanych, 9 — masywne metawulkanity przeważnie zasadowe. CD — linia przekroju

### Geological sketch map of the area between Ogorzelec and Paczyn

1 — faults: a — observed, b — inferred, c — concealed under Quaternary deposits; 2 — Quaternary, 3 — Young-Paleozoic dykes, 4 — Culmian, Leszczyńiec Volcanite Formation, 5 — medium grained quartz-bearing amphibolites, 6 — Paczyn Gneisses: a — laminated and augen type amphibolitic variety, b — laminated and augen type chloritic variety, c — fine-grained massive type (albite microgranites), d — cataclastic type, e — cataclastic type alternating with metavolcanites; 7 — keratophyres, 8 — non-differentiated felsic and basic metavolcanites predominantly strongly cleaved, 9 — massive metavolcanites mainly basic. CD — Cross-section line

dopaleozoicznych skał wulkanicznych w rejonie wzgórz Chełmczyk (776 m) i Świerczyna (720 m). W wielu przypadkach uskoki systemu NW-SE, przesuujące granicę karbonu ze skałami metamorficznymi, musiały powstać, albo — co bardziej prawdopodobne — ulec odmłodzeniu po osadzeniu się osadów karbońskich. Dyslokacjom należącym do tego systemu towarzyszą przeważnie pionowe lustra skalne z rysami poziomymi lub mało nachylonymi. Na tej podstawie postawiono tezę o listwowym charakterze tych dyslokacji. Analiza obrazu intersekcyjnego prowadzi do wniosku, że są to głównie uskoki „lewe” (*left hand strike slip fault*).

Niewątpliwie nie wszystkie uskoki systemu NW-SE można scharakteryzować w ten sposób. Główny uskok śródsudecki, wykazujący na mapie przebieg w kierunku NW-SE, ma charakter dyslokacji nożycowej (Oberc 1964) lub zwiąsowej (J. H. Teisseyre 1968a). Dokładniejszy opis tej skomplikowanej strefy dyslokacyjnej podany jest niżej w rozdziale omawiającym stosunek metamorfizmu kaczawskiego do skał metamorficznych wschodniej okrywy granitu Karkonoszy.

Podobny kierunek, jak uskoki systemu NW-SE, ma nasunięcie Poříči — Hronov. Jest to duży uskok inwersyjny powstały bądź odmłodzony w czasie ruchów pogórnokredowych. Wydaje się więc prawdopodobne, że przynajmniej część uskoków obserwowanych w Rudawach Janowickich, a przede wszystkim w Grzbiecie Lasockim, została odmłodzona w tym samym okresie. Przypuszczalnie ich dawniejszy charakter uskoków listwowych nie zawsze był zachowany, przynajmniej część ich została przebudowana jako uskoki inwersyjne lub normalne.

Obok systemów uskoków inwersyjnych o kierunku NNE-SSW oraz uskoków listwowych NW-SE można wyróżnić na terenie badań przynajmniej dwa jeszcze systemy dyslokacji: jest to system E-W oraz N-S. Do pierwszego należy, poza szeregiem drobnych form uskokowych, kilka większych dyslokacji, jak: uskoki Miedzianka — Ciechanowice, uskoki Wieściszowice — Mały Wółek i uskoki Jarkowice — Krowia Góra (*Kravi Hora*, czes., 1071 m). Uskok Miedzianka — Ciechanowice miał pierwotnie charakter dyslokacji normalnej, na co wskazuje powierzchnia ślizgu upadająca pod kątem 40—60° ku N; w czasie późniejszych ruchów wystąpiły wzdłuż tej dyslokacji ślizgi poziome.

Również uskoki Jarkowice — Krowia Góra oraz Wieściszowice — Mały Wółek mają prawdopodobnie charakter dyslokacji grawitacyjnych. Obecnie trudno podać bliższe dane dotyczące uskoków Wieściszowice — Mały Wółek. System uskoków E-W jest prawdopodobnie młodszy od systemu NE-SW, w każdym razie ten pierwszy wyraźnie przesuwa system drugi.

Uskoki systemu N-S w Rudawach Jano-

wickich i Grzbiecie Lasockim były obserwowane w nielicznych przypadkach. Spotyka się je sporadycznie w różnych częściach wymienionych grzbietów górskich. Wiele drobnych form uskokowych należących do tego systemu zakłóca przebieg głównego uskoku śródsudeckiego (fig. 24), kilka innych wykryto w okolicach Wilkowi i Bukowej. Poza tymi dwoma regionami uskoki należące do tego systemu spotyka się sporadycznie w różnych częściach obszaru badań. W sumie stwierdzić należy, że uskoki te są w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim dość rzadkie. Jest rzeczą interesującą, że analogiczny system w Górach Kaczawskich jest bardzo szeroko rozpowszechniony (H. Teisseyre 1971). Jest dość prawdopodobne, że rola systemu uskokowego N-S jest o wiele większa niż wynikałoby to z dotychczasowych obserwacji. Należy bowiem zwrócić uwagę, że na zbadanym terenie uskoki tego systemu przebiegają równolegle lub prawie równolegle do granic litologicznych, co utrudnia w poważnym stopniu zarówno wykrycie tych struktur, jak i określenie ich charakteru.

#### ZESTAWIENIE OBSERWACJI I UWAGI O ROZWOJU STRUKTURALNYM REGIONU

Przy obecnym rozpoznaniu badanego terenu jest rzeczą bardzo trudną wyróżnić naturalne domeny tektoniczne w postaci pojedynczych struktur fałdowych czy też ich zespołów, poza sporadycznymi przypadkami omówionymi wyżej. Wyróżnione w pracy autora (J. H. Teisseyre 1968a) — według J. Oberca (1960) — dwie jednostki tektoniczne Rudaw Janowickich — Śnieżki oraz Leszczyńca, stanowią domeny o w dużym stopniu odmiennych dyspozycjach tektonicznych. M. i J. Szalamachowie wyróżnili ostatnio trzy jednostki: karkonoską, Niedamirowa i leszczyńską.

Fałdowania ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ) zaznaczyły się w odmienny sposób w warstwowanych skałach należących do grupy gnejsów z Kowar oraz formacji z Czarnowa, a inaczej w formacji z Leszczyńca złożonej w dużej mierze ze skał masywnych. W skałach warstwowanych powstały w czasie fałdowań ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ) głównie struktury fałdowe mikro-, mezo- i makroskopowe. Ze starszym etapem ( $F_1$ ) związane są: fałdy izoklinalne, powstanie foliacji oraz tekstur wstęgowych związanych z dyferencjacją metamorficzną. Etap młodszy ( $F_2$ ) charakteryzują asymetryczne fałdy kliważowe o stromo ustawionych powierzchniach osiowych. Takie następstwo deformacji jest bardzo typowe dla kompleksów metamorficznych (Fyson 1971).

W formacji z Leszczyńca drobne formy fałdowe związane z etapami starszymi wykształciły się wyłącznie w warstwowanych odmianach skalnych (tufity). Skały masywne, przeważające w tym zespole, być może w tym sa-



mym czasie tworzyły struktury fałdowe, które zostały zatarte przez późniejsze ruchy, natomiast w strukturach mezoskopowych wykształcił się głównie kliważ. Odnosi się to przede wszystkim do ruchów etapu ( $F_2$ ), obecności zaś struktur związanych z etapem ( $F_1$ ) nie udało się w większości tych skał stwierdzić. Wydaje się więc prawdopodobne, że przynajmniej część skał formacji z Leszczyńca powstała po etapie ( $F_1$ ).

Skały grupy gnejsów z Kowar oraz formacji łupków z Czarnowa, silnie sfałdowane w dwu starszych etapach ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ), zostały przez te procesy usztywnione. Wskutek tego w małym stopniu poddały się fałdowaniu ( $F_3$ ). Jedynym wyjątkiem są fyllity oraz łupki chlorytowo-węglanowe okolic Niedamirowa, wykazujące silnie rozwinięte fałdy ( $F_3$ ) nałożone na starsze struktury ( $F_2$ ). Wulkanity jednostki z Leszczyńca, złupkowane w czasie dawniejszych ruchów, zarejestrowały etap ( $F_3$ ) w postaci licznych drobnych struktur fałdowych deformujących głównie kliważ ( $S_2$ ). Większe struktury fałdowe związane z tym etapem są rozwinięte głównie w północnej i środkowej części pasma Wielkiej Kopy. Na południe zaś z ruchami etapu ( $F_3$ ) związane są przede wszystkim uskoki inwersyjne. Fałdowanie to ma najprawdopodobniej powiązania genetyczne z powstaniem fleksury Rudaw Janowickich. Struktura ta w sposób najbardziej wyraźny rozwinięta jest wzdłuż Grzbietu Lasockiego; w Rudawach Janowickich zaznacza się ona w sposób mniej ostry, a na północ od uskoku śródsudeckiego, na obszarze metamorfiku kaczawskiego, wygasa zupeł-

nie. Podobnie drobne fałdy i inne struktury związane z etapem ( $F_3$ ) w Grzbiecie Lasockim występują w szerokim pasie, ku północy wyraźniej się zwięzającym. Jak z powyższego wynika, w rozwoju struktur etapu ( $F_3$ ) znajduje wyraźne odbicie wykształcenie fleksury Rudaw Janowickich.

Sumując obserwacje nad deformacjami fałdowymi skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego stwierdzić należy, że w tym regionie można wyodrębnić dwie strefy: wschodnią i zachodnią. W tej ostatniej stosunkowo dobrze zostały zachowane relikty starszych ruchów fałdowych ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ). W strefie wschodniej przeważają struktury związane z fałdowaniem ( $F_3$ ), które w znacznym stopniu zatarty starsze deformacje. Przypomina to podział badanego obszaru na jednostkę: Rudaw Janowickich — Śnieżki oraz Leszczyńca (Oberc 1960). Natomiast podział na trzy jednostki, wprowadzony przez M. i J. Szałamachów (1967, 1968) wydaje się być w świetle poznanych faktów o wiele mniej uzasadniony.

Podobnie jak struktury fałdowe, uskoki mają na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego rozwój wieloetapowy.

Z etapem ( $F_3$ ) wiąże się powstanie głównych systemów uskokowych. Oprócz wspomnianego wyżej systemu inwersyjnego NNE-SSW powstał system NW-SE. Powiązanie pozostałych systemów E-W i N-S z tym etapem ruchów nie jest jasne. Ruchy uskokowe na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego mają charakter wielofazowy i trwały prawdopodobnie do trzeciorzędu włącznie.

## OŚCIENNE STRUKTURY GEOLOGICZNE ORAZ ICH STOSUNEK DO SKAŁ METAMORFICZNYCH RUDAW JANOWICKICH I GRZBIETU LASOCKIEGO

Interpretacja wyników badań skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jest możliwa dopiero na drodze porównania tych obserwacji z danymi dotyczącymi budowy geologicznej regionów sąsiadujących. Poniżej omówiono skrótowo budowę geologiczną trzech dużych struktur graniczących z obszarem badań od północy, wschodu i zachodu. Są to kolejno: Góry Kaczawskie, niecka śródsudecka i granit Karkonoszy. Przegląd geologii regionów sąsiednich rozpoczęto od Gór Kaczawskich, będących spośród wyżej wymienionych struktur jednostką najstarszą.

### GÓRY KACZAWSKIE

Góry Kaczawskie są obok bloku Karkonoszy drugim głównym elementem strukturalnym Sudetów Zachodnich. Występujące na ich terenie zespoły skalne można podzielić w sposób

najbardziej ogólny na dwa kompleksy: młodszy i starszy (H. Teisseyre — Geologia regionalna Polski 1957). Kompleks młodszy reprezentują osady lądowe i płytkomorskie młodopaleozoiczne oraz wulkanity górnokarbońskie bądź młodsze. Kompleks starszy, zw. kaczawskim, jest dużym zespołem skalnym wieku eokambryjsko-staropaleozoicznego.

Schemat stratygraficzny tego kompleksu przedstawił na podstawie korelacji litostratygraficznej z Łużycami oraz nielicznych stanowisk fauny F. Dahlgrün (1934). Wiele uzupełnień i poprawek do tego schematu wniosły prace W. Blocka (1938), T. Guni (1967), S. Gorczycy-Skały (1966), J. Jerzmańskiego (1955, 1965, 1967), M. Schwarzbacha (1939), H. Teisseyre'a (1956b, 1963, 1967, 1968). Wspomnieć też należy o koncepcji J. Svobody (1956, 1962), który próbuje korelować skały kompleksu kaczawskiego z metamorficznym ordowikiem i sylurem

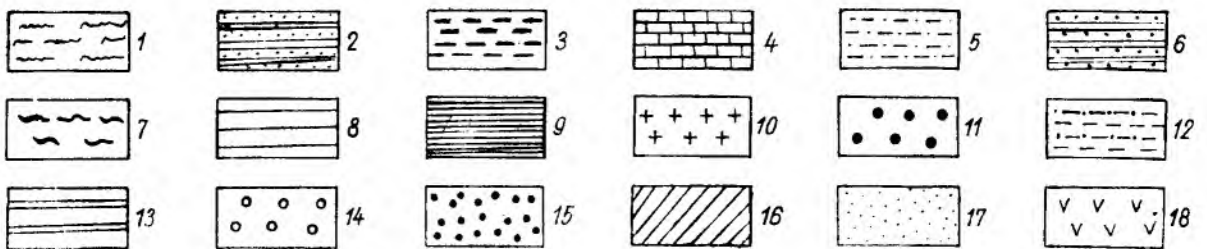
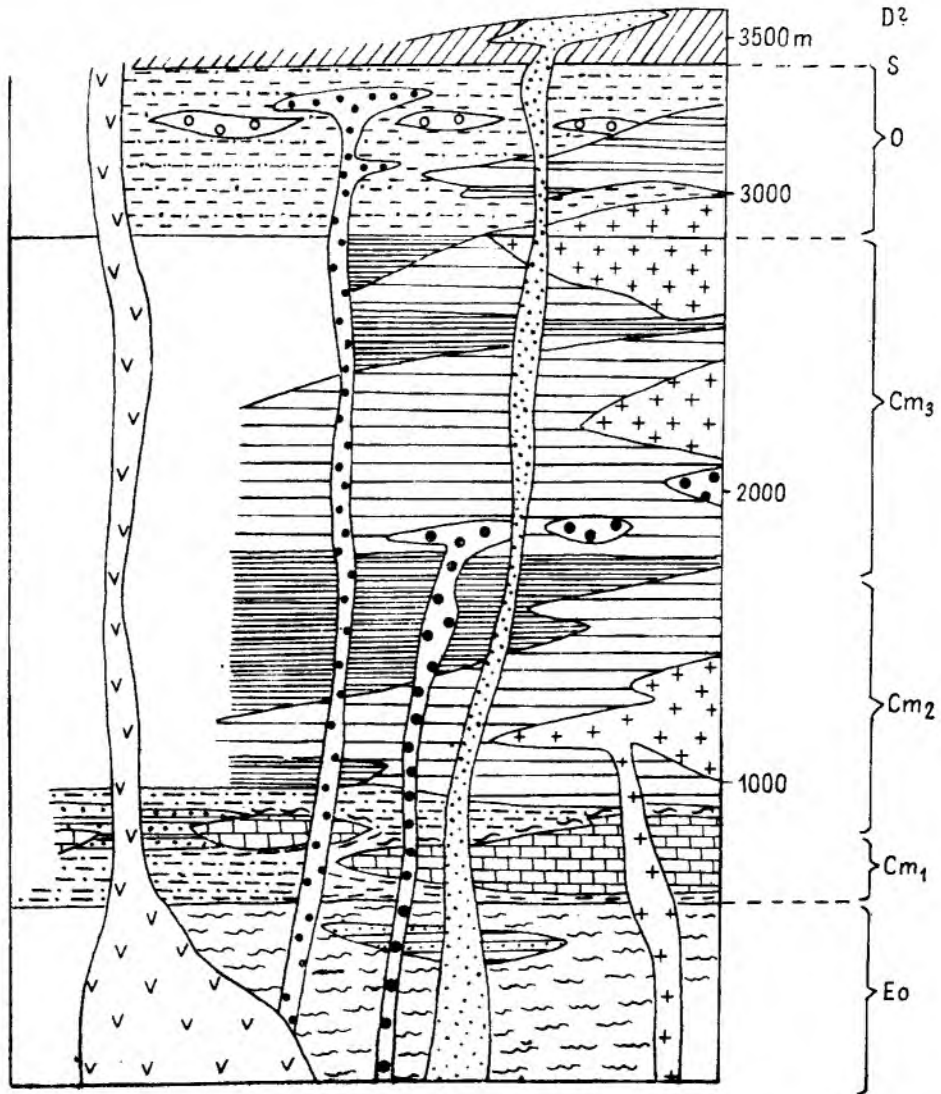


Fig. 30

## Schemat stratygraficzny metamorfiku kaczawskiego (wg H. Teisseyre'a 1967)

1 — warstwy radzimowickie, 2 — zieleńce towarzyszące warstwom radzimowickim, 3 — fyllity wapienne dolne, 4 — wapień wojcieszowski, 5 — metałupki kambru dolnego, 6 — zieleńce towarzyszące wapieniom wojcieszowskim, 7 — fyllity wapienne górne, 8 — zieleńce środkowego i górnego kambru, 9 — metałupki środkowego i górnego kambru, 10 — porfirydy, paleoryolity, paleotrachity, 11 — diabazy i spility, 12 — metałupki ordowiku, 13 — łupki i zieleńce ordowiku, 14 — kwarcyty i metazlepieńce z Tarczyna i Sądów Górnych, 15 — diabazy i spility ordowiku, 16 — sylur w ogólności, 17 — diabazy i spility syluru i dewonu, 18 — wulkanity młodopaleozoiczne jako ciała intruzywne

## Stratigraphical scheme of the Kaczawa Metamorphic Region (according to H. Teisseyre 1967)

1 — Radzimowice Beds, 2 — greenschists associated with Radzimowice Beds, 3 — lower calc-phyllites, 4 — Wojcieszów Limestones, 5 — Lower Cambrian slates, 6 — greenschists associated with Wojcieszów Limestones, 7 — upper calc-phyllites, 8 — Middle and Upper Cambrian greenschists, 9 — slates of Middle and Upper Cambrian, 10 — porphyroids, paleorhyolites, paleotrachites, 11 — diabases and spilites, 12 — Ordovician slates, 13 — Ordovician greenschists, 14 — quartzites and metaconglomerates from Tarczyn and Sady Górne, 15 — Ordovician diabases and metaspilites, 16 — Silurian in general, 17 — Silurian or Devonian diabases and spilites, 18 — Young-Paleozoic volcanites as intrusive bodies

północno-zachodnich Czech, a nie z regionem lużyckim, jak dawniej czynił to F. Dahlgrün (1934).

Stratygrafię kompleksu kaczawskiego według wersji H. Teisseyre'a (1967), w której uwzględniono wyniki najnowszych badań, ukazuje syntetyczny profil (fig. 30). Kompleks ten, zdaniem M. Schwarzbacha (1943) i H. Teisseyre'a, powstał w warunkach eugeosynklinalnych (*sensu* Stille i Aubouin). Przepuszczenie to potwierdzają duże miąższości osadów o charakterze głównie drobnoziarnistym, obecność metalidytów (zmetamorfizowane radiolaryty), a przede wszystkim silnie rozwinięty inicjalny wulkanizm podmorski (Schwarzbach 1943; J. H. Teisseyre 1968b).

#### Tektonika skał metamorficznych w Górach Kaczawskich

Główne fałdowanie skał metamorficznych kompleksu kaczawskiego przypada przypuszczalnie na okres ruchów młodokaledońskich (Bederke 1923, 1939; Schwarzbach 1939, 1943; H. Teisseyre 1956a, b, 1967, 1971) i było prawdopodobnie kontynuowane w czasie ruchów starohercyńskich (fazy bretońskie), jak to wynika z licznych obserwacji H. Jaegera (1963), M. Schwarzbacha (1939, 1943), a przede wszystkim H. Teisseyre'a (1956b, 1964, 1967, 1968). Niektórzy autorzy utrzymują, że zachodziły one tylko w okresie fałdowań hercyńskich (Brause 1965).

Najstarszym i najsilniejszym ruchom fałdowym towarzyszył metamorfizm, którego stopień nie przekraczał na ogół strefy epi. Zdaniem H. Teisseyre'a (1956a, b; 1967) ruchy hercyńskie głównie przebudowały dawniej powstałe struktury. Ostatnie ruchy tektoniczne w tym regionie należące do fałdowania alpejskiego miały przeważnie charakter ruchów typu germańskiego (*sensu* Stille).

Na podstawie obserwacji drobnych struktur tektonicznych H. Teisseyre (1964, 1967) wyróżnił w południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich trzy główne lineacje, opisując je odpowiednio  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B_3$ . Największe znaczenie ma, zdaniem cytowanego autora, lineacja  $B_1$ . Jest ona w przybliżeniu równoległa do osi dużych fałdów oraz nasunięć w badanym regionie. Lineacje  $B_2$  i  $B_3$  mają znaczenie podrzędne. Zdaniem H. Teisseyre'a ich powstanie wiązałoby się z hercyńską i saksońską przebudową starszych struktur.

Już dawniejsze obserwacje H. Teisseyre'a (1959a) wskazywały na możliwość istnienia jakiejś reliktywnej generacji fałdów. Zgodnie z najnowszymi, nie opublikowanymi obserwacjami, fałdy starsze od systemu oznaczonego  $B_1$  występują we wszystkich formacjach metamorficznych w południowej części Gór Kaczawskich (H. Teisseyre, informacja ustna). W północnej

części Gór Kaczawskich Z. Baranowski i A. Hajdukiewicz (informacje ustne) stwierdzili obecność analogicznych drobnych struktur fałdowych. H. Teisseyre sugeruje zmianę symboli oznaczających kolejne generacje fałdowań:  $F_1 =$  struktury reliktywne,  $F_2 = B_1$ ,  $F_3 = B_2$ ,  $F_4 = B_3$ .

Ruchy młodsze, prawdopodobnie popermskie, podzieliły Góry Kaczawskie na wiele struktur zrębowych rozdzielonych rowami tektonicznymi. Największe znaczenie ma rów Świerzawy dzielący metamorfik kaczawski na część północną i południową. Budowa geologiczna tej ostatniej ma szczególne znaczenie dla dalszych rozważań.

Część południowa kaledonidów kaczawskich ma złożoną strukturę. Badania J. Gierwielańca (1956), J. Gorczyca-Skały (1966), a przede wszystkim H. Teisseyre'a (1956a i b, 1963, 1964, 1967), pozwoliły wyróżnić w obrębie tej struktury sześć większych jednostek. Licząc od góry są to jednostki następujące: Cieszowa, Dobromierza, Bolkowa, Świerzawy, Wlenia, Pilchowiec. Spośród nich co najmniej cztery (Cieszowa, Dobromierza, Bolkowa i Pilchowiec) zostały nasunięte jedna na drugą w postaci płasko leżących płaszczowin o amplitudach co najmniej rzędu 10 km. Zdaniem H. Teisseyre'a powstały w ten sposób zespół płasko leżących struktur płaszczowinowych został później spiętrzony w formie dużej antykliny noszącej nazwę siodła Bolków — Wojcieszów.

Dla dalszych rozważań nad strefą graniczną kompleksu kaczawskiego i skał metamorficznych Rudaw Janowickich najbardziej interesująca jest jednostka Dobromierza. Graniczy ona bowiem ze skałami metamorficznymi Rudaw Janowickich na swoim zachodnim krańcu, wzdłuż uskoku śródsudeckiego. Region ten, położony między przełomowym odcinkiem doliny Bobra a obszarem źródłowym Kaczawy nosi nazwę Gór Ołowianych. Był on przedmiotem badań autora w latach 1960—1963, uzupełnionych ostatnio wieloma nowymi obserwacjami.

#### Petrografia i tektonika skał jednostki Dobromierza w Górach Ołowianych

Formacja zieleńcowa występująca w Górach Ołowianych — mimo zróżnicowania w skali odkrywki, a miejscami nawet próbki — jest jako całość zespołem dość monotonnym. Panującymi skałami są zieleńce, wyraźnie złupkowane i laminowane, pochodzenia głównie tufitowego lub tufowego. Możliwe jest też wśród nich występowanie bardzo silnie złupkowanych law lub żył.

Wydzielane już w dawniejszych pracach (Berg 1938) zieleńce masywne zawierają liczne relikty mineralne lub strukturalne, pozwalające stwierdzić ich pochodzenie ze zmetamorfizowa-

nych skał żyłowych bądź wulkanicznych. Na podstawie dotychczasowych badań udało się wśród tych skał wyróżnić: keratofiry i keratospility, opisane w dawniejszej pracy autora (1968a) jako metaandezyty i metadacyty, oraz rzadko spotykane skały zasadowe — metadiabazy.

Wkładki metasedymentów są dość rzadkie. Panującym rodzajem tych skał są fyllity chlorytowo-serycytowe i serycytowe. Tworzą one nie tylko cienkie wkładki o miąższości kilku decymetrów, jak uważano dawniej (Berg 1912, 1938, J. H. Teisseyre 1968a), lecz również poziomy dające się ująć kartograficznie. Do obszarów, gdzie występują większe masy fyllitów, zaliczyć należy zachodnie stoki Gór Ołowianych w rejonie Świdnika oraz południowe stoki wzgórza (750 m) na północ od Janowic Wielkich.

Wapienie krystaliczne występują na południowych zboczach przełomowego odcinka doliny Bobra w postaci dającej się ująć kartograficznie wkładki. Odsłaniają się one w wielu starych odkrywkach. Czysto węglanowa odmiana tych skał została prawie zupełnie wyeksploatowana, a obecnie w ścianach dawnych wyrobisk odsłaniają się prawie wyłącznie fyllity chlorytowo-wapienne.

Autor już w poprzedniej pracy (1968a) zwrócił uwagę na występowanie w Górach Ołowianych co najmniej dwu generacji struktur liniowych. Generacja starsza została nazwana „lineacją główną” ze względu na jej wyraźną dominację w Górach Ołowianych. Młodsza generacja drobnych fałdów o charakterze wybitnie sztywnym (często fałdy dachowate), niesłusznie przez autora w dawniejszej pracy nazwana „lineacją wtórną”, grupuje struktury o kierunkach osi NNE-SSW do NE-SW. Fałdy te dają się obserwować szczególnie wyraźnie w okolicach Świdnika i szczytu Ciechanówka.

W pracy z 1968a r. autor (str. 533) zwrócił uwagę na fałdy i struktury liniowe pochylone w kierunku północnym, pod kątami od średnich do stromych. Wyraził wówczas przypuszczenie, że jest to — być może — jakiś samodzielny system struktur liniowych. Zgodnie z wynikami nowych obserwacji jest to najstarszy system fałdów zachowany relikto.

Wydaje się, że fałdy związane z generacją reliktową nie występują rzadko w Górach Ołowianych, jak wynikałoby to z dotychczasowych obserwacji tych struktur. Istotną trudność stanowi bowiem dobór kryteriów pozwalających odróżnić tę generację od młodszych od nich fałdów mezoskopowych. Zgodnie z dotychczasowymi obserwacjami struktury należące do tej najstarszej generacji przeważnie mają charakter fałdów izoklinalnych, którym towarzyszą segregacje kwarcowe.

Ustalenie kolejności powstawania oraz analogii z obszarami przyległymi pozwala na okreś-

lenie trzech głównych generacji struktur fałdowych odpowiednimi symbolami, podobnie jak to uczyniono dla analogicznych struktur w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim. Ze względu na trudności rozstrzygnięcia czy odpowiednie generacje struktur fałdowych w Górach Ołowianych odpowiadają dokładnie trzem etapom ruchów fałdowych, ustalonych dla wschodniej okrywy granitu Karkonoszy, autor wprowadził pewne zmiany w stosowanej symbolice, a mianowicie podał odpowiednie symbole w nawiasach kwadratowych. Najstarszy etap fałdowania (generacja relikto) będzie oznaczony  $[F_1]$ , drugi (generacja starsza lub lineacja główna), odpowiadający strukturom  $B_1$  (obecnie  $(F_2)$ ), otrzyma symbol  $[F_2]$ , a etap najmłodszy, odpowiadający lineacji  $B_2$  (obecnie  $(F_3)$ ) w symbolice wprowadzonej przez H. Teisseyre'a (1964, 1967), oznaczono odpowiednio  $[F_3]$ .

Fałdy i struktury liniowe należące do generacji  $[F_1]$  wykazują duży rozrzut związany z nałożeniem się dwóch etapów młodszych fałdowań. Pierwotny kierunek osi fałdów tej generacji na podstawie zebranych dotychczas materiałów wydaje się trudny do odtworzenia. Na diagramie kierunki osi tych struktur wykazują przeważnie strome pochylenie ( $60-90^\circ$ ) w kierunkach NNW-N (fig. 31).

Jak widać na diagramie struktur liniowych generacji  $[F_2]$  (fig. 31), dość silne skoncentrowanie maksimum przypada na azymut  $115^\circ$ , przy kącie pochylenia około  $20-30^\circ$ .

Fałdy należące do generacji  $[F_3]$  (fig. 31) skupiają się na diagramie wokół kierunków N-S do NNW oraz kierunku SW, wykazując niewielkie, od średnich, kąty pochylenia ( $0-35^\circ$ ). Struktury  $[F_3]$  wykształcone są w sposób najbardziej typowy we wschodniej części Gór Ołowianych (okolice miejscowości Świdnik oraz szczytu Ciechanówka), leżących na przedłużeniu strefy ciągnącej się wzdłuż wschodnich stoków Grzbietu Lasockiego oraz pasma Wielkiej Kopy. Struktury należące do generacji  $[F_3]$  mają przeważnie charakter fałdów otwartych bądź płaskich w wąskich partiach przegubowych, często podkreślanych pęknięciami. Struktury takie w niewielkim tylko stopniu deformują obraz na diagramie struktur należących do generacji  $[F_1]$ ,  $[F_2]$ ; powodują one przede wszystkim pewien rozrzut kątów pochylenia lineacji  $[F_2]$ .

Odróżnienie foliacji i struktur segregacyjnych związanych z fałdowaniem najstarszym  $[S_1]$  od reliktoowego warstwowania  $S_0$  jest bardzo trudne z podobnych przyczyn, jak w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Wśród struktur fałdowych zdecydowanie panuje generacja  $[F_2]$ . Są to fałdy wąskie bądź izoklinalne.

Sumując powyższe obserwacje należy zwrócić uwagę na wyraźne analogie drobnych struktur Gór Ołowianych do mezostruktur Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Fałdy ge-

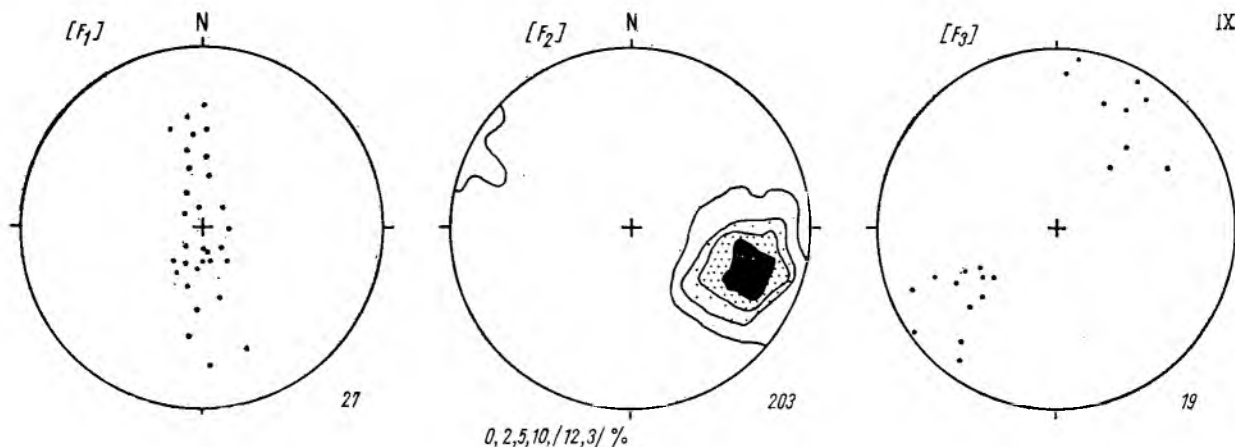


Fig. 31

Diagramy drobnych fałdów i lineacji z obszaru Gór Ołowianych (sektor IX, fig. 18)

Symbole w nawiasach kwadratowych odnoszą się do trzech wyróżnionych generacji struktur; cyfry po prawej stronie diagramu oznaczają liczbę pomiarów, dolna półkula siatki Schmidta

Diagrams of folds and lineations from the Góry Ołowiane Mountains (sector IX, see. Fig. 18)

The symbols in the brackets refer to three generations of structures respectively; numerals to the right of the diagram indicate number of measurements, lower hemisphere of the Schmidt net

neracji najstarszej  $[F_1]$  odpowiadają strukturom fałdowym etapu z Janowic Wielkich  $[F_1]$ . Analogii dla struktur  $[F_2]$  należy szukać w etapie fałdowań z Miedzianki  $[F_2]$ . Odpowiednikami struktur etapu  $[F_3]$  są fałdy etapu z Rędzin  $[F_3]$ . Dla najmłodszych generacji fałdów z Wieściszowic  $[F_4]$  nie znaleziono odpowiednika w Górach Ołowianych.

Analogie te mogą być przeprowadzane dalej: Fałdy generacji  $[F_2]$  są dominującymi strukturami mezoskopowymi na terenie Gór Ołowianych, podobnie jak fałdy generacji z Miedzianki w północno-zachodniej części Rudaw Janowickich. Lineacja i osie fałdów porównywanych etapów fałdowych wykazują zarówno w Rudawach Janowickich, jak i w Górach Ołowianych podobną orientację. Stromsze pochylenie tych struktur występujące w Rudawach Janowickich jest spowodowane istniejącym w tym regionie załomem strukturalnym.

Fałdy etapu  $[F_3]$  są w Górach Ołowianych wykształcone najwyraźniej w regionie, w którym należałoby oczekiwać przedłużania się fleksury Rudaw Janowickich. Jest to obszar między szczytem Ciechanówka (578 m) a miejscowością Świdnik.

Analogicznie do panujących w Górach Ołowianych wąskopromiennych bądź izoklinalnych fałdów generacji  $[F_2]$  można przyjąć, że większe struktury fałdowe powinny mieć zbliżony charakter (J. H. Teisseyre 1968a).

Jednak małe zróżnicowanie występującego w tej grupie górskiej zespołu skalnego nie pozwala na uzyskanie wystarczająco jednoznacznego obrazu intersekcyjnego, co uniemożliwia rekonstrukcję większych struktur. Być może próby prześledzenia w przyszłości wymienionych wyżej wkładek fyllitowych za pomocą wkpów

umożliwią odtworzenie tych struktur. Przez analogię do mikro- i mezostruktur przyjąć można, że formacja zieleńcowa na obszarze Gór Ołowianych sfałdowana jest w postaci izoklinalnych fałdów o co najmniej kilkusetmetrowej amplitudzie i powierzchniach osiowych zapadających stromo ku SSE. Jest to zgodne z dawniejszymi uogólnieniami E. Bederkego (1939) i H. Teisseyre'a (1956, 1964, 1967), dotyczącymi jednostki Dobromierza.

#### Petrografia i tektonika elementu Przybkowic

W czasie ostatnich badań autor starał się ustalić przede wszystkim charakter kontaktów elementu Przybkowic z przyległymi jednostkami tektonicznymi, uzupełniając jednocześnie obserwacje petrograficzne oraz strukturalne.

Zespół skalny elementu Przybkowic składa się z dwu ogniw: starszego — zieleńcowego i młodszego — fyllitowego. Zieleńce są najprawdopodobniej zespołem starszym od fyllitów (J. H. Teisseyre 1968a). Wykazują one znaczne zróżnicowanie. Dużą rolę w tym zespole skalnym odgrywają skały masywne lub słabo złupkowane pochodzenia żyłowego lub lawowego. Należy tu w pierwszym rzędzie wymienić keratofiry, nazwane przez autora metatrachitami (1968). Drugą pospolitą odmianą masywnych skał zieleńcowych są epiamfibolity powstałe przez płytką metamorfozę skał typu mikrogabr lub diabazów.

Łupki zieleńcowe i chlorytowe są skałami na ogół wyraźnie laminowanymi. Ich cechy strukturalne i teksturalne oraz skład mineralny wskazują na tufowe lub tufitowe pochodzenie. Łupki chlorytowe bogate w kwarc stanowią

najprawdopodobniej przejście między skałami ogniwa zieleńcowego a wyżej leżącymi fyllitami.

Fyllity stanowią zespół prawdopodobnie młodszy od zieleńców, w którym można wyróżnić co najmniej dwie główne odmiany skał. Największe rozprzestrzenienie ma odmiana grubo laminowana, występująca masowo między Przybkowicami a przysiółkiem Uroda. Są to gruboziarniste metapsamity będące pierwotnie prawdopodobnie szarogłazami bądź piaskowcami szarogłazowymi. Mniej częste fyllity cienko laminowane reprezentują zmetamorfizowane aleuryty i pelity. Szczególnym typem odmiany cienko laminowanej są czarne fyllity węgliste występujące na wschód od przysiółka Uroda.

Zespoły mineralne skał elementu Przybkowic wskazują na warunki facji łupków zieleńcowych. Zaznacza się przy tym pewna retrogresja związana zapewne z późnymi etapami ruchów (chlorytyzacja aktynolitu w epiamfibolitach).

Dawne badania drobnych struktur elementu Przybkowic, których wstępne wyniki zostały opublikowane (J. H. Teisseyre 1968a), uzupełniono ostatnio nowymi obserwacjami uzyskanymi głównie z wkopów. Pozwoliły one na wyróżnienie, obok dwu dawniej stwierdzanych generacji drobnych struktur fałdowych, generacji najstarszej o charakterze reliktowym. Struktury fałdowe, należące do wymienionej generacji reliktywnej, mają charakter zmarszczkowania lub drobnych fałdów o amplitudzie od kilku milimetrów do centymetra. Pierwotna orientacja osi tych struktur jest zakłócona przez przynajmniej dwie młodsze fazy fałdowe, mimo to układają się one głównie w kierunkach NW-NNW, wyjątkowo ku N. Struktury te, nawią-

zujące do najstarszej generacji fałdów w północnej części metamorfiku Rudaw Janowickich oraz analogicznych struktur poznanych w Górach Ołowianych, przez analogię zostały oznaczone symbolem  $[F_1]$  (fig. 32).

Występująca w elemencie Przybkowic średnia generacja fałdów oznaczona  $[F_2]$  (fig. 32) wykazuje duży rozrzut kierunków, podobnie jak osie fałdów generacji z Miedzianki  $[F_2]$ , na obszarze położonym na południe od tej jednostki tektonicznej. Jest to, jak się wydaje, na terenie elementu Przybkowic główna faza fałdowa, podobnie jak w sąsiadujących regionach wschodniej okrywy granitu Karkonoszy oraz w jednostce Dobromierza na obszarze Gór Ołowianych. Z tym etapem ruchów wydaje się być związane powstanie dużej struktury fałdowej o stromo ustawionej osi (J. H. Teisseyre 1968a).

Najmłodsza generacja struktur fałdowych, zwana  $[F_3]$  (fig. 32), przez analogię do struktur opisanych z Gór Ołowianych, ma na obszarze elementu Przybkowic najczęściej charakter sztywnych fałdów o powierzchniach osiowych zorientowanych w sposób bardzo różnorodny, o osiach pochylonych w kierunku NNE-NE pod niewielkimi kątami.

Obok fałdów mezoskopowych dość szczegółowo zostały zbadane strefy graniczne elementu Przybkowic. Północno-zachodnia granica tej strefy tektonicznej, przebiegającej wzdłuż doliny bezimiennego potoku na północny zachód od Przybkowic, ma, jak już stwierdził G. Berg (oba wydania arkusza Kupferberg), charakter uskokowy. Świadczy o tym wiele przesłanek pośrednich, jak występowanie w najbliższej strefie przypuszczalnego uskoku brekcji oraz impregnacji kruszcowych będących przedmiotem eksploatacji górniczej. Uskok odgraniczają-

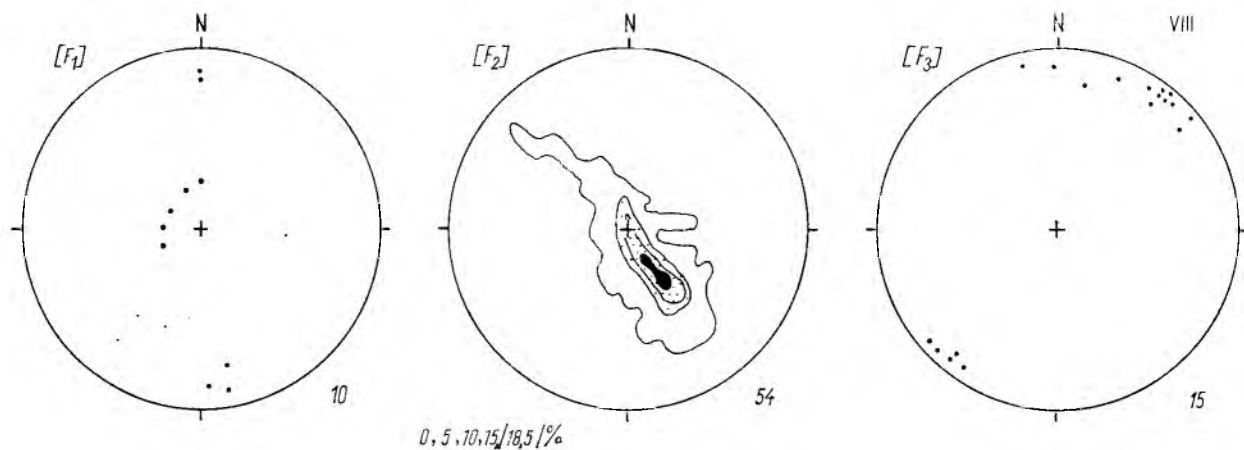


Fig. 32

Diagramy drobnych fałdów i lineacji z obszaru elementu Przybkowic

Symbole w nawiasach kwadratowych odnoszą się do trzech wyróżnionych generacji struktur; cyfry po prawej stronie diagramów oznaczają liczbę pomiarów, dolna półkula siatki Schmidta

Diagrams of folds and lineations from Przybkowice Element

The symbols in the brackets refer to the three generations of structures respectively; numerals to the right of the diagrams indicate number of measurements, lower hemisphere of the Schmidt net

cy element Przybkowic od północnego zachodu będzie nazwany uskokiem Przybkowic. Jest to prawdopodobnie najbardziej północny odcinek innej ważnej linii tektonicznej.

Wzdłuż granicy południowo-zachodniej elementu Przybkowic było znaczone na mapie G. Berga (1940a) przedłużenie uskoku śródsudeckiego. W poprzedniej pracy autora granica ta była oznaczona jako nasunięcie. Przebiega ona wzdłuż pasma wyraźnych obniżen morfologicznych i spłaszczeń stoków, które są obszarem dość grubej akumulacji deluwialnej lub też aluwialnej. Pokrywy te udało się ostatnio przebić rowami poszukiwawczymi w dwóch miejscach: około 350 m na SW od przysiółka Uroda oraz 400 m na NE od starego wapiennika w Przybkowicach. W obu przypadkach natrafiono na ponad 2 m szerokości strefę brekcji złożonej z fragmentów skał obydwu graniczących ze sobą jednostek. W brekcji tej dominowały okrucy kataklastycznej odmiany gnejsów paczyńskich sklejone kwarcem. Najbardziej na południe wysunięta część elementu Przybkowic przykryta jest grubą pokrywą glin zboczowych z gruzem skalnym, co zupełnie uniemożliwia zbadanie charakteru kontaktu tej jednostki z przyległymi skałami formacji wulkanitów z Leszczyńca.

Granica wschodnia elementu Przybkowic z osadami dolnego karbonu również ma charakter strefy uskokowej (A. K. Teisseyre, J. H. Teisseyre 1969).

Najtrudniejszym do rozstrzygnięcia problemem jest stosunek między fyllitami i zieleńcami elementu Przybkowic a formacją zieleńcową występującą w Górach Ołowianych. W obrazie intersekcyjnym map (Berg 1940a; J. H. Teisseyre 1968a) formacja zieleńcowa Gór Ołowianych jest izolowana od fyllitów i zieleńców elementu Przybkowic przez zatokowo wcięte osady dolnego karbonu. Jak można się domyślić, kulk maskuje w tym miejscu strefę dyslokacyjną o starszych założeniach. Jest to prawdopodobnie przedłużenie uskoku śródsudeckiego, oddzielającego wschodnią okrywą granitu Karkonoszy oraz przynajmniej częściowo inne elementy składowe bloku Karkonoszy od metamorfiku kaczawskiego.

### Główny uskok śródsudecki

Znaczenie tego uskoku jako głównej linii tektonicznej w całych Sudetach Zachodnich oraz jej przebieg, zostało po raz pierwszy podane przez G. Berga (1908). Poglądy na charakter, przebieg i zasięg, a nawet istnienie tej dyslokacji są przedmiotem nie zakończonej jeszcze dyskusji. Najważniejsze opinie z dawniejszej literatury niemieckiej i polskiej dotyczące tego tematu zestawili w swojej pracy J. Oberc (1964). Autor ten zmienia uarty od ponad pół wieku

termin „główny uskok śródsudecki” na „główną sudecką dyslokację diagonalną”. Zarówno w pracy autora (J. H. Teisseyre 1968a), jak też i w niniejszym opracowaniu pozostawiono termin o dłuższej tradycji.

Główny uskok śródsudecki jest, zdaniem J. Oberca, dyslokacją typu nożycowego. Jej istnienie i charakter na odcinku zachodnim, to znaczy między gnejsami izerskimi a metamorfikiem kaczawskim, było ostatnio przedmiotem ożywionej dyskusji (Gierwielanec 1956; Gorczyca-Skała 1966; Oberc 1964; Oberc-Dziedzic 1966; M. i J. Szałamacha 1968; Schmuck 1957; H. Teisseyre 1956 — Geologia regionalna Polski, 1967, 1971). W pracy W. Smulikowskiego (1972) omówiono kolejno różne koncepcje dotyczące charakteru strefy granicznej między północną okrywą granitu Karkonoszy a metamorfikiem kaczawskim.

Badania autora nad uskokiem śródsudeckim ograniczyły się do niewielkiego odcinka między Radomierzem a zachodnim skrajem wsi Ciechanowice. Na tym odcinku istnienie głównego uskoku śródsudeckiego, w sensie wielkiej i bardzo skomplikowanej strefy dyslokacyjnej, wydaje się nie ulegać wątpliwości. Główny uskok śródsudecki między Radomierzem a Ciechanowicami składa się z wielu dyslokacji o ogólnym kierunku NW-SE. Jest to system najprawdopodobniej najstarszy, podczas gdy uskoki systemu E-W i N-S mają charakter dyslokacji sprzężonych z ruchem wzdłuż głównej linii dyslokacyjnej bądź późniejszych systemów uskokowych. Upad powierzchni uskokowych systemu NW-SE jest stromy lub pionowy. Uskoki należące do systemu NW-SE przebiegają u podnóża południowo-zachodnich stoków Gór Ołowianych. System ten tworzą najczęściej dwie, miejscami trzy, w przybliżeniu równoległe powierzchnie uskokowe (fig. 23). W systemie E-W największą rolę spełnia uskoczek Miedzianka — Ciechanowice, wyróżniony przez autora (J. H. Teisseyre 1968a). Dyslokacja ta ma charakter uskoku normalnego o powierzchni uskokowej pochylonej pod kątem 40—70° ku S. Obok tego uskoku w okolicach na zachód od Miedzianki, między Miedzianką a Orliną oraz między Orliną a Ciechanowicami, daje się zaobserwować jeszcze kilka dyslokacji tego systemu.

System dyslokacji N-S, jak się wydaje, ma charakter małych uskoków listwowych, być może sprzężonych z ruchem wzdłuż głównego uskoku śródsudeckiego. Zarówno uskoki systemu NW-SE, jak i też należące do systemu N-S, przebiegają w wielu miejscach równoległe do powierzchni strukturalnych skał (foliacja, lineacja). Takie dyslokacje są trudne do wykrycia w obrazie intersekcyjnym mapy. Na badanym terenie do znalezienia ich pomogły rowy poszukiwawcze i stare roboty górnicze.

Złożony charakter strefy dyslokacyjnej uskoku śródsudeckiego na zbadanym terenie daje

się najłatwiej wytłumaczyć przy założeniu wie- loetapowości ruchów. Najważniejszą rolę spełniają dyslokacje NW-SE; przemieszczenie mas skalnych spowodowane przez ruch wzdłuż tego systemu daje obraz uskoku zawiasowego (J. H. Teisseyre 1968a, str. 535—536). Być może dyslokacja ta stanowi część dużego uskoku nożycowego, co zgodne jest z poglądami J. Oberca (1964).

Główny uskok śródsudecki ma na zbadanym terenie najprawdopodobniej charakter głównej linii tektonicznej o głębokich założeniach. Z tą dyslokacją, jak to wykazał autor (1964), związana jest intruzja ultrazasadowa w Janowicach Wielkich.

#### NIECKA ŚRÓDSUDECKA

Wzdłuż swojej zachodniej granicy skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego sąsiadują z zespołami osadowymi wypełniającymi nieckę śródsudecką. Niecka ta jest rozległą depresją strukturalną wykazującą stałą tendencję do subsydencji w okresie od dolnego karbonu aż po górną kredę.

Pomijając utwory czwartorzędowe, najmłodszymi skałami niecki śródsudeckiej są osady morskie górnej kredy, leżące niezgodnie na zespole starszym złożonym ze skał karbońskich, permskich oraz dolnotriasowych i oddzielone od nich dużą luką sedymentacyjną obejmującą środkowy i górny trias, jurę i dolną kredę. Zespół starszy (karbon dolny — trias dolny) rozpoczyna się osadami tzw. kulmu lądowego albo niższego. Jest to zespół skalny składający się z fanglomeratów, zlepieńców grubo- i średnioziarnistych z wkładkami subszarogłazów. Kulm lądowy, a zwłaszcza jego najniższe ogniwa, charakteryzuje szereg cech sedymentu powstającego na najbliższym przedpolu gwałtownie piętrzącego się łańcucha górskiego (Zak 1958; A. K. Teisseyre — informacje ustne). Sugeruje to istnienie w okresie sedymentacji silnych ruchów blokowych. Badania A. K. Teisseyre'a wskazują na duże zróżnicowanie nasilenia tych ruchów w różnych okresach i w różnych rejonach. Wydaje się, że najbardziej aktywnym obszarem był region Grzbietu Lasockiego, gdzie analiza obrazu intersekcyjnego oraz obserwacje w odkrywkach pozwalają wykryć szczególnie liczne uskoki. Osady kulmu lądowego zarówno w zachodniej, jak i północnej części niecki sudeckiej mają charakter molassy (H. Teisseyre 1958; A. K. Teisseyre 1968, 1971 oraz informacje ustne).

W tak zwanym kulmie wyższym zmienia się wyraźnie charakter sedymentacji. Bardziej drobnoziarniste osady lądowe przelawiczone są interkalacjami utworów nerytycznych. Z wyjątkiem tych wkładek osady kulmu wyższego,

górnego karbonu, permu i dolnego triasu składają się z utworów lądowych.

W profilu zespołu starszego (dolny karbon — dolny trias) zaznacza się wiele luk stratygraficznych, z których nieliczne tylko mają zasięg regionalny. Do najważniejszych niezgodności należą: hiatus na pograniczu warstw wałbrzyjskich i warstw z Białego Kamienia, przypadający na środkowy namur, oraz luka między górnym czerwonym spagowcem a cechsztynem, jak również w spagu pstręgo piaskowca. Natomiast luka między dolnym a górnym karbonem przypisywana fazie sudeckiej ma o wiele mniejsze znaczenie niż uważano dawniej. Ostatnio H. Teisseyre (1959b, 1961), K. Dziedzic (1960) i A. Grocholski (1960) zakwestionowali jej istnienie w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Natomiast w zachodniej części tej jednostki istnieje duża luka między osadami górnego karbonu a kulmem. Brak tam niższych ogniw górnego karbonu, a wyższe kontaktują na południe od Niedamirowa bezpośrednio ze skałami metamorficznymi. Oprócz skał osadowych duże znaczenie mają skały wulkaniczne, szczególnie szeroko rozpowszechnione w permie. Aktywność wulkaniczna zaznacza się jednak w niecce śródsudeckiej od dolnego karbonu (Nowakowski, A. K. Teisseyre, H. Teisseyre 1967; A. K. Teisseyre 1966, 1968b, 1970).

Przewaga osadów lądowych, liczne lokalne luki sedymentacyjne, sublitoralny bądź nerytyczny charakter wkładek osadów morskich, a także wulkanizmu typu subsekwentnego (S. Kozłowski 1963; Nowakowski 1968) wskazują, że zespół skalny wypełniający nieckę śródsudecką, z wyjątkiem kulmu lądowego wykształconego w facji molasowej, ma wszelkie cechy charakterystyczne serii platformowej.

Jak już wspomniano wyżej, w najdalej na południe wysuniętym skrawku obszaru badań, tuż przy granicy państwowej, ze skałami metamorficznymi Grzbietu Lasockiego kontaktują osady karbonu górnego.

Na zbadanym terenie linia graniczna obu zespołów skalnych jest przykryta grubą warstwą osadów czwartorzędowych. Nieco dalej w kierunku północnym, między Niedamirowem a Opawą, skały metamorficzne Grzbietu Lasockiego kontaktują z osadami wizenu górnego, wykształconego jako tzw. kulm morski (w terminologii geologów niemieckich) lub kulm deltowy (Zak 1958). Ten odcinek zachodniej granicy niecki śródsudeckiej jest źle odsłonięty. Z analizy obrazu intersekcyjnego szczegółowych map geologicznych można wywnioskować, że linia kontaktu ścina skośnie wychodnie uławiczenia kulmu morskiego. Najdłuższa i najlepiej poznana jest granica między skałami metamorficznymi skał kulmowych znanych jako tzw. kulm lądowy. Linia kontaktowa obu zespołów skalnych rozciąga się na przestrzeni około



27 km między Opawą na południu a Ciechanowicami na północy. Nowe szczegółowe badania A. K. Teisseyre'a (informacje ustne) pozwoliły stwierdzić, że granica ze skałami metamorficznymi ścina skośnie stopniowo coraz wyższe ogniwa stratygraficzne kulmu. W rejonie Ciechanowic najniższy kulm rozwinięty jest w postaci fanglomeratów powstających równocześnie z rozwojem dużego uskoku, odgraniczającego kulm od zieleńców i fylliłów (A. K. Teisseyre, J. H. Teisseyre 1969). Zgodnie z nie publikowanymi danymi A. K. Teisseyre'a również inne odcinki granicy między kulmem a skałami metamorficznymi przebiegają wzdłuż uskoku. Są to często dyslokacje o kierunkach N—S lub NNE—SSW, bardzo trudne do wykrycia na podstawie analizy obrazu intersekcyjnego. Prócz nich można tu wyróżnić systemy E—W oraz NW—SE. Obserwacje wskazują na analogie do zjawisk opisanych ostatnio przez A. K. Teisseyre'a (1966b).

Jak wynika ze szczegółowych badań A. K. Teisseyre'a, pierwotny sedymentacyjny kontakt kulmu z metamorficznym podłożem obecnie nie daje się nigdzie obserwować. Toteż stwierdzenie G. Berga o penakordantnym występowaniu kulmu na starszych skałach może być uważane za „pierwsze przybliżenie” w przypadku północnego odcinka granicy od Ciechanowic po Wieściszowice, natomiast dalej na południe, gdzie lokalne komplikacje tektoniczne spowodowane uskokami są jeszcze większe, jest ono zupełnie fałszywe.

Stwierdzone przez A. K. Teisseyre'a fakty mają duże znaczenie dla prób oceny pokulmowych deformacji skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Próbę taką przeprowadził w swojej pracy J. Oberc (1960), uważając słusznie postępowanie polegające na arytmetycznym odejmowaniu wielkości kątów upadu w kulmie i w skałach metamorficznych za prymitywne i obarczone licznymi błędami.

Wiele uskoku, których istnienie stwierdzono na granicy kulmu ze skałami metamorficznymi, wskazuje, że oba zespoły skalne mogły deformować się w dużym stopniu niezależnie. Obserwacje rejonu Przybkowic — Ciechanowic (A. K. Teisseyre, J. H. Teisseyre 1969) wskazują, że ten brak ciągłości mógł istnieć od samego początku osadzenia się warstw kulmu, ponieważ strefy brzeżne niecki śródsudeckiej założone były przynajmniej częściowo wzdłuż stref uskoku.

Ze względu na aktywność tektoniczną niecki śródsudeckiej, począwszy od dolnego karbonu aż po okres ruchów saksońskich, deformacje uskoku obserwowane na pograniczu kulmu i skał metamorficznych stanowią prawdopodobnie efekt nałożenia się wielu faz, a próba rekonstrukcji ich historii aktualnie nie wydaje się możliwa.

Sumując powyższe należy stwierdzić, że

obecny stan badań nad strefą graniczną wschodniej okrywy granitu Karkonoszy z karbonem niecki śródsudeckiej wyklucza możliwość dokładniejszego określenia orientacji przestrzennej skał metamorficznych w okresie poprzedzającym osadzenie się kulmu. Dotyczy to zarówno dość uproszczonych ocen, o jakich wspomina J. Oberc (*op. cit.*), jak również o wiele dokładniejszych konstrukcji wykonanych na siatkach równokątnych jak i równopowierzchniowych (rotacja diagramu uławiczenia skał do położenia poziomego i analogiczne rotacje diagramów foliacji i lineacji w sąsiadujących skałach metamorficznych).

#### GRANIT KARKONOSZY

Masyw granitowy Karkonoszy jest najmłodszą jednostką, z którą graniczą skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Należące do tej intruzji granitoidy występują na Podgórzu Rudawskim, na zachodnich stokach Rudaw Janowickich, a także w partiach szczytowych grzbietu głównego w okolicach Piaskowej Góry (585 m) i Skalnika (945 m). Skały plutoniczne granitu Karkonoszy występujące na obszarze Rudaw Janowickich są jedynie niewielką częścią całego masywu, stanowiąc jego wschodnie partie brzeżne.

#### Charakterystyka petrograficzna i wiek granitoidów masywu Karkonoszy

Skały intruzywne masywu karkonoskiego wykazują dość wyraźne zróżnicowanie. G. Berg (1923) wyróżnił: odmianę z porfirowatymi ortoklazami zwaną też normalnym granitem karkonoskim, odmianę równoziarnistą zwaną też granitem grzbietowym, odmianę równoziarnistą z pojedynczymi porfirokryształami ortoklazu tworzącą przejście pomiędzy obiema wymienionymi wyżej odmianami.

Podobny podział wprowadziła M. Borkowska (1966), wydzielając: 1) granity centralne, głównie odmiany porfirowate, zawierające porfirokryształy skalenia potasowego z obwódkami plagioklazu, hornblendę obok biotyty jako ważny minerał ciemny oraz dość liczne szliry i enklawy; 2) granity grzbietowe na ogół równoziarniste pozbawione szlir, enklaw i hornblendy; 3) odmianę granofirową. Charakterystyczna jest dla niej obecność struktur mikropegmatytowych, a należące do niej skały są na ogół drobnoziarniste, w wielu przypadkach porfirowate, zawierają szliry biotytowe i enklawy nie tak częste, jak granity centralne. Wyniki licznych analiz chemicznych zebranych, a częściowo wykonanych przez M. Borkowską, podają wartości dość zbliżone dla wszystkich trzech wyróżnionych odmian. To samo dotyczy rezul-

tatów analiz modalnych wykonanych przez cytowaną autorkę. Skład mineralny i chemiczny granitoidów należących do masywu Karkonoszy wskazuje, że wszystkie odmiany tych skał zajmują w klasyfikacji K. Smulikowskiego (1934) prawie identyczne stanowisko systematyczne odpowiadające granodiorytom i adamelitom. Podkreślić należy, że skały granodiorytowe występują prawie wyłącznie wśród granitów centralnych. Na obszarze Rudaw Janowickich i ich zachodniego pogórza występują wszystkie trzy odmiany, przy czym — jak się wydaje — występowanie odmiany grzbietowej i granofirowej ograniczone jest do grzbietu głównego Rudaw Janowickich, natomiast granit centralny występuje głównie na ich zachodnim pogórzu. Zdaniem M. Borkowskiej (1966) zawartość dużej ilości enklaw, szlir, obecność w składzie mineralnym granitu również hornblendy o znamionach rekrytalizacji metamorficznej, wskazuje na palingenetyczne pochodzenie magmy karkonoskiej (*sensu* K. Smulikowski 1958). Obliczona przez M. Borkowską (*op. cit.*) temperatura intruzji metodą dwuskaleniową T. F. W. Bartha (1962) wynosi średnio 620°.

Wiek intruzji granitu Karkonoszy określany był dawniej metodami pośrednimi na ogół na górny karbon (Berg 1923; Cloos 1925; Petraschek 1938; Bederke 1956) i wiązany z asturyjską fazą górotwórczą (Petraschek 1938, 1943; Oberc 1961, 1965). O. Kodym (1949) przypisywał tej intruzji wiek starszy, łącząc je raczej z fazą sudecką. M. Maška (1954) przypuszcza, że intruzja ta miała związek z ruchami bretońskimi.

Wiek krzepnięcia granitu został ostatnio oznaczony metodami izotopowymi (Przewłocki, Magda, Thomas, Faul 1962) na około 300 mln lat.

#### Tektonika intruzji granitu Karkonoszy

W celu określenia tektoniki masywu granitowego Karkonoszy stosowano różne metody: obok szczegółowych zdjęć geologicznych obserwowano strefy kontaktowe zarówno naziemne, jak i w kopalniach (Berg 1902, 1912, 1938; Cloos 1925, Watznauer 1939; Maška 1954; Mochacka 1966), a także interpretowano pomiary geofizyczne (Schwinn 1928; Jeliński, Lis i Przeniosło 1965).

Szczególne znaczenie miały obserwacje zjawisk tektonicznych o małym zasięgu, których pionierem był H. Cloos (1922, 1925). Głównymi elementami mezostrukturalnymi wyróżnionymi przez tego badacza (*op. cit.*) są: struktury fluidalne ciągle (warstwowe i linijne) oraz struktury nieciągłe (uskoki i spękania). H. Cloos poświęcił dużo uwagi analizie tych ostatnich, tym niemniej zarówno stosowane przez niego metody badawcze, jak i uogólnienia spotkały się z

dość ostrą krytyką wielu badaczy, spośród których wymienić należy H. Teisseyre'a (Geologia regionalna Polski, 1957) i M. Mierzejewskiego (1966).

Większą wartość wydają się mieć obserwacje H. Cloosa (*op. cit.*) dotyczące przestrzennego rozmieszczenia struktur fluidalnych. Analizując orientację struktur fluidalnych — warstwowych — H. Cloos wyróżnił dwa kopułowe wypiętrzenia: pierwsze — o osi wydłużonej w kierunku NNW-SSE — występujące na obszarze głównego grzbietu Karkonoszy, drugie — o dłuższej osi NNE-SSW — przebiegające równoległe do głównego grzbietu Rudaw Janowickich. Te struktury kopułowe mają z reguły strome skrzydła skierowane ku strefom kontaktowym. Fluidalne struktury liniowe (kierunkowe ustawienie dłuższych osi kryształów skaleni bądź osiowo wydłużone szliry) mają według H. Cloosa (*op. cit.*) w centralnych partiach masywu jednostajne ułożenie w kierunku WNW-ESE; podobny kierunek podaje dla południowo-wschodniej części masywu M. Maška (1954). H. Cloos zauważa ponadto, że kierunki te są wyraźnie zaburzone w partiach przykontaktowych masywu. Ułożenie linijnych struktur fluidalnych było interpretowane przez cytowanego autora jako efekt porządkującego ruchu magmy, a więc analogicznie do tzw. lineacji „a” w rozumieniu B. Sandera (1970). Według ostatnich opublikowanych danych (Mierzejewski 1971) linijne uporządkowanie porfirokryształów skaleni potasowych ma znacznie bardziej złożony charakter niż przyjmował to H. Cloos.

Innym rodzajem struktur linijnych są obserwowane przez M. Mierzejewskiego (1966) osie fałdów w zdeformowanych szlirach oraz żyłach aplitowych. Mają one w większości przypadków kierunek NNE-SSW i są pochylone na ogół pod niewielkimi kątami. Uderzająca jest tu zgodność kierunków z fałdami generacji z Rędzin na wschodniej okrywie granitu.

#### Przebieg kontaktów masywu

Jakkolwiek wydłużenia masywu granitowego Karkonoszy jest zgodne z panującym w Sudetach Zachodnich kierunkiem strukturalnym WNW-ESE, to jego powierzchnie kontaktowe na niewielu odcinkach można uważać za niezgodne ze strukturami jego metamorficznej okrywy. Analizą przebiegu linii kontaktowych zajmowali się ostatnio M. Maška (1954) i J. Oberc (1966), z tych względów omawianie ich wydaje się zbędne. Obszerniej jedynie będzie potraktowany wschodni kontakt granitu między Podgórzem a Janowicami Wielkimi.

W okolicy Kowar Górnych i Podgórzka powierzchnia kontaktowa zapada pod kątem 70—80° ku N lub NW, czyli skały okrywy zapada-

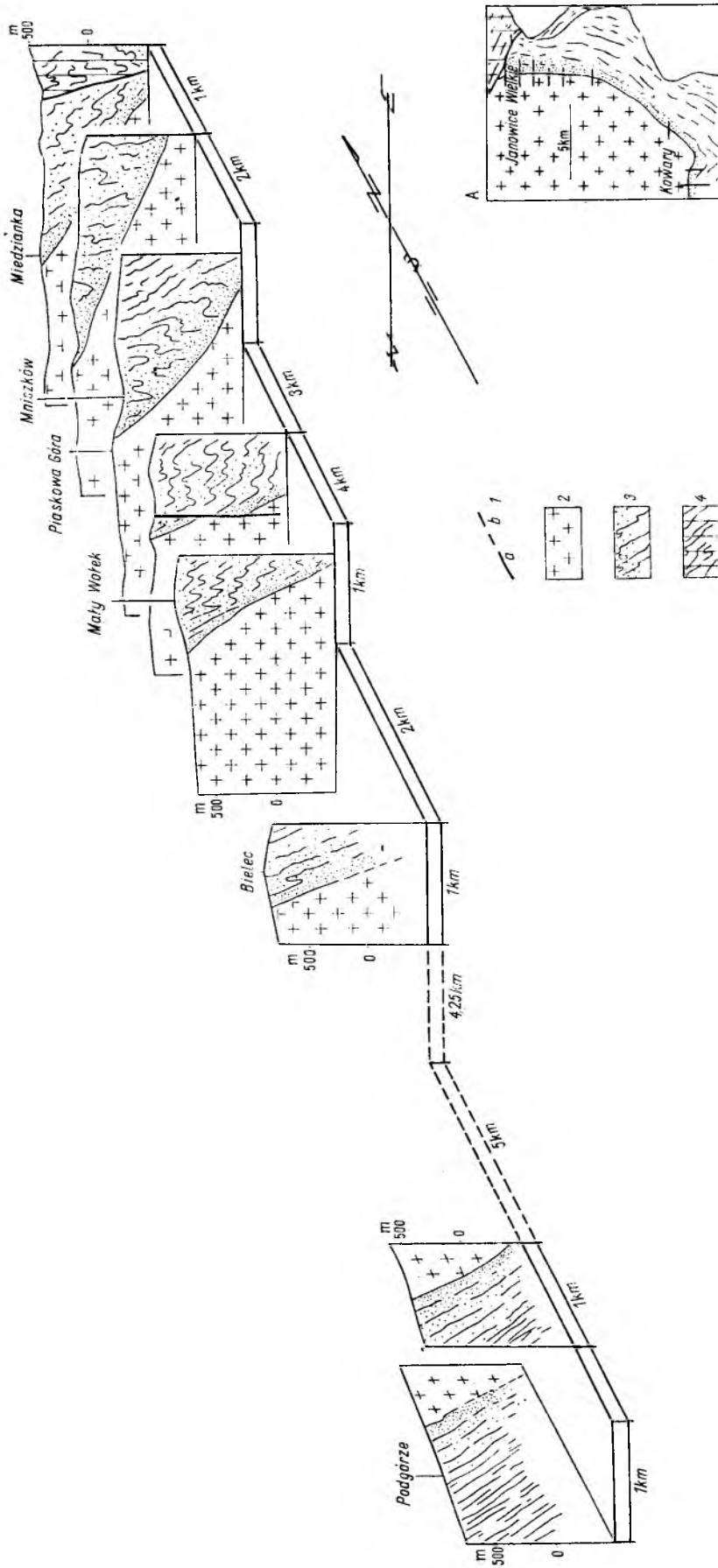


Fig. 33

Seria profili przez wschodnią i południową część strefy kontaktowej granitu Karkonoszy między Janowicami Wielkimi a Kowarami (zestawił J. H. Teisseyre na podstawie materiałów Weddinga 1859; Berga 1902, 1912; Vinogradowa 1953; Mochnickiej 1966 oraz obserwacji własnych)

A — Szkiecowa mapa orientacyjna, 1 — uskoki: a — obserwowany, b — przypuszczalny; 2 — granit Karkonoszy, 3 — skały metamorficzne okrywowy granitu Karkonoszy; a — strefa wyraźnych zmian kontaktowych; 4 — łupki zielenicowe metamorfiku kaczawskiego

Set of profiles through eastern and southern part of Karkonosze Granite contact zone, between Janowice Wielkie and Kowary (compiled by J. H. Teisseyre after Wedding 1859, Berg 1902, 1912; Vinogradov 1953; Mochnicka 1966 and the present author's own materials)

A — index map, 1 — faults: a — observed, b — inferred; 2 — Karkonosze Granite, 3 — meta morphic country rocks of Karkonosze Granite; a — zone of distinct thermal metamorphism; 4 — greenschists of Kaczawa metamorphic region

ją pod granit (Wedding 1859; Berg 1902, 1912; Mochnacka 1966). Nieco na północ od przełęczy kowarskiej powierzchnia kontaktowa jest prawdopodobnie pionowa. W sztolni na południowo-zachodnich stokach Bielca (obserwacje prowadzone wspólnie z M. Mierzejewskim i M. Licznerską) powierzchnia kontaktowa zapada pod kątem około  $65^\circ$  ku ESE i jest wyraźnie naruszona przez późniejszą równoległą do niej dyslokację. W sztolni tej kontakt jest zgodny ze skałami okrywy. Dalej na północ w okolicach Wielkiego Wołka powierzchnia kontaktowa wykazuje zbliżony kierunek i kąt upadu. W okolicach Mniszkowa i Miedzianki obserwujemy stopniową zmianę kierunku upadu od SE-ESE aż do E, jednocześnie zmienia się kąt upadu stale malejąc aż do około  $30^\circ$  w okolicach Miedzianki. Na północ od tej miejscowości kierunki upadów kontaktu zmieniają się stopniowo aż do NE, a kąty ich wzrastają do około  $60-70^\circ$  (Vinogradov 1954). Na północ od Janowic Wielkich w okolicy wzgórza Popiel (473 m) kontakt granitu ze skałami osłony obcięty jest przez uskoki śródsudecki. Wschodni kontakt granitu Karkonoszy, którego wychodnia ma około 15 km długości, ma charakter niezgodny na całej rozciągłości. O ile w południowym odcinku tego kontaktu obserwujemy ścinanie struktur osłony pod dość ostrym kątem, a miejscami obserwujemy nawet lokalną zgodność między tymi strukturami a powierzchnią kontaktu, o tyle w północnym odcinku w okolicach Mniszkowa, Miedzianki i Janowic Wielkich niezgodność ta jest bardzo wyraźna. Obserwuje się tam w kilku miejscach dochodzenie struktur okrywy pod kątem zbliżonym do prostego do strefy kontaktu (fig. 23). Dawniejsze stwierdzenia G. Berga, E. Dathego (1912) i H. Clossa (1925), że począwszy od południa ku północy powierzchnia kontaktowa ścina coraz to wyższe elementy strukturalne, znajduje pełne potwierdzenie w badaniach autora niniejszej pracy. Stosunek granitu do skał osłony w sposób poglądowy podaje blokdiagram (fig. 33).

#### Kształt masywu, problem partii korzeniowych intruzji

Masyw granitowy Karkonoszy jest od dość dawna uważany raczej za lakkolit niż za intruzję batolityczną (Lepsius 1933; Berg 1923; Cloos 1925). Tym niemniej kształt masywu, a zwłaszcza rozmieszczenie jego stref korzeniowych jest przedmiotem różnych domysłów. H. Cloos (1925) przyjmuje położenie stref korzeniowych pod obiema strukturami kopułowymi, to znaczy w strefie grzbietowej Karkonoszy i wzdłuż zachodnich stoków Rudaw Janowickich. R. Schwinner (1927) na podstawie danych geofizycznych przyjmuje dla granitu Karkonoszy kształt językowatego lakkolitu, o przeciętnej grubości około 4—5 km, ze strefą korzeniową zapadającą pod niewielkim kątem pod gnejsy okrywy północnej.

Dodać należy, że materiały, na których R. Schwinner opierał swoją koncepcję, już w momencie ich interpretacji nie mogły być uznane za nowe; pomiary te dokonano przed pierwszą wojną światową. Jednak materiały i sposób ich interpretacji przez R. Schwinnera wymagałyby rewizji. Stanowisko pośrednie zajmują Petraschek (1938), przyjmując za Schwinnerem główną strefę korzeniową masywu granitowego na północy oraz dodatkową, podobnie jak H. Cloos (1925), w strefie Rudaw Janowickich. Za przyjęciem strefy korzeniowej pod zachodnimi stokami Rudaw Janowickich przemawiają też obserwacje M. Mierzejewskiego (1971).

Dość odrębne stanowisko w sprawie dróg, którymi intrudował granit, zajmuje H. Klomiński (1969). Na podstawie obserwacji wykonanych w zachodniej części masywu uważa on, że granit podniósł się ze spodu jako wypiętrzenie zmobilizowanego podłoża.

Cała problematyka petrograficzna i tektoniczna granitu Karkonoszy ma duże znaczenie dla prawidłowego rozwiązania wielu zagadnień dotyczących jego wschodniej osłony. Do wzajemnych powiązań obu jednostek powrócimy niżej.

#### UWAGI O PETROGENEZIE SKAŁ METAMORFICZNYCH

Obserwowana niejednorodność typów i odmian skalnych w metamorficznym zespole Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego jest, podobnie jak w innych kompleksach metamorficznych Sudetów, efektem nałożenia się wieloetapowego metamorfizmu na pierwotną zmienność zespołu osadowo-wulkanicznego. Zarówno zamieszczone wyżej opisy petrograficzne, jak i historia strukturalna regionu, sugerują, że metamorfizm przebiegał w kilku fazach. Procesy młodsze miały tendencję do zacierania efektów metamorfizmu faz starszych. Z tego powodu w

wielu przypadkach charakter tych ostatnich może być określony tylko z dużym przybliżeniem.

Na podstawie obecnej znajomości metamorficznych zespołów skalnych można wyróżnić następujące fazy ich rozwoju:

1) etap przedmetamorficzny — sedymentacja osadów w warunkach eugeosynklinalnych, którym towarzyszą ekstruzje skał wulkanicznych i intruzje hipabisalne skał asocjacji bazaltowo-spilitowo-keratofirowej,

2) metamorfizm synkinematyczny związany z generacją struktur  $[F_1]$ ,

3) metamorfizm w warunkach statycznych przed powstaniem struktur  $[F_2]$  po powstaniu struktur  $[F_1]$ ,

4) metamorfizm synkinematyczny związany z generacją struktur  $[F_2]$ ,

5) regresywny metamorfizm synkinematyczny związany z generacją struktur  $[F_3]$ ,

6) progresywny metamorfizm termiczny związany z intruzją granitu Karkonoszy,

7) regresywny metamorfizm związany z oddziaływaniem hydrotermalnych roztworów pomagmowych granitu Karkonoszy,

8) lokalna diaforeza związana z hercyńskimi i pohercyńskimi ruchami uskokowymi.

Większość wyróżnionych etapów rozwoju skał metamorficznych nie stanowi oddzielnych epizodów, lecz raczej swoiste kontinuum, co dotyczy szczególnie etapu 3, 4 i 5 oraz 6, 7 i 8. Istnieją poważne trudności w rozróżnieniu efektów diaforezy związanych z poszczególnymi etapami rozwojowymi uskoków.

Duże różnice w natężeniu, a przede wszystkim w charakterze procesów metamorficznych, między dwiema wyróżnionymi grupami skalnymi, skłoniły autora do oddzielnego omówienia grupy gnejsów z Kowar oraz grupy Rudaw Janowickich.

#### METAMORFIZM SKAŁ GRUPY GNEJSÓW Z KOWAR

#### Rozwój metamorficzny skał formacji rudonośnej z Podgórze oraz wkładek łupkowych w gnejsach

Skały te reprezentują najslabiej zmienione partie pierwotnego zespołu skalnego, przy czym rozwój ich różni się nieco od ewolucji towarzyszących im skał gnejsowych.

#### Metamorfizm synkinematyczny związany z generacją struktur $(F_1)$

Spotykane dość rzadko relikty struktur generacji  $(F_1)$  mają na obszarze występowania grupy z Kowar postać fałdów izoklinalnych. Związana z nimi foliacja  $(S_1)$  jest zaznaczona przez kierunkowy wzrost blastów minerałów blaszkowych, w mniejszym stopniu przez orientację słupkowych amfiboli. Jest ona poza tym podkreślona przez struktury segregacyjne, przede wszystkim drobne monomineralne laminki kwarcowe ułożone zgodnie z foliacją skał. Ze względu na izoklinalny charakter fałdów  $(F_1)$  foliacja  $(S_1)$  jest, ogólnie rzecz biorąc, równoległa do pierwotnego uławicenia skał  $S_0$ . Rozróżnienie tych struktur jest bardzo trudne lub nawet niemożliwe, a daje się ono w sposób pewny przeprowadzić tylko w tych nielicznych miej-

scach, gdzie obserwuje się przeguby fałdów  $(F_1)$ . W łupkach grupy z Kowar, jak również w skałach formacji rudonośnej, brak jest minerałów, które z pewnością mogłyby uchodzić za relikty mineralne synkinematycznego metamorfizmu  $(F_1)$ , z wyjątkiem wspomnianych wyżej segregacji kwarcowych. Kwarc jest trwały nieograniczenie w warunkach metamorficznych, jego relikty nie mogą więc stanowić żadnych przesłanek do oceny warunków fizykochemicznych, w których przebiegały procesy metamorficzne tej fazy.

#### Progresywna faza metamorfizmu statycznego i metamorfizm kinetyczny pierwszego etapu rozwoju struktur $(F_2)$

Ta faza metamorfizmu jest prawdopodobnie kontynuacją starszej fazy związanej z fałdowaniem  $(F_1)$ . W tym okresie rozwoju został osiągnięty najwyższy stopień metamorfizmu regionalnego, odpowiadający być może facji amfibolitowo-almandynowej. Warunki te towarzyszyły, jak się zdaje, przynajmniej początkowemu etapowi ruchów  $(F_2)$ . Z tą fazą fałdowania wiązać można blastezę ważnych minerałów skałotwórczych.

Granat. Szczegółowe badania orientacji wrostków w porfiroblastach granatu dostarczyły dowodów na postkinematyczną względem fazy  $(F_1)$  blastezę tego minerału. Duże porfiroblasty tego minerału wykazują miejscami sigmoidalną orientację wrostków, co wskazuje na przedłużenie się okresu blastezy tego minerału do etapu deformacji  $(F_2)$ . Współzależności między procesami porfiroblastezy a etapami rozwoju strukturalnego skał grupy z Kowar można wykazać również w przypadku diopsydu, hornblendy i plagioklazów. Są one jednak o wiele mniej wyraźne niż w granatach.

Diopsyd. Marmury formacji rudonośnej i należące do tego zespołu skały wapienno-krzemianowe zawierają w wielu przypadkach diopsyd. Minerał ten na ogół tworzy ksenomorficzne porfiroblasty wyraźnie późniejsze od powstania foliacji  $(S_1)$ . Wyraźnie w niektórych skałach rozwinięty kliważ  $(S_2)$  deformuje często porfiroblasty diopsydu. Deformacjom tym towarzyszy szereg wtórnych przemian, jak: amfibolizacja i zastępowanie kalcymem tego minerału. Obok tej starszej, reliktovej generacji diopsydu istnieje niewątpliwie młodsza, związana z termicznym oddziaływaniem granitu Karkonoszy.

Hornblenda. Blasteza hornblendy w większości przypadków jest na pewno procesem młodszym od powstania foliacji  $(S_1)$ . Igielkowe lub słupkowe blasty tego minerału wykazują zmienną orientację względem powierzchni  $(S_1)$ . Często obserwowano deformację tych blastów przez fałdy  $(F_2)$  bądź kliważ  $(S_2)$ . Miejscami towarzyszą tym deformacjom przemiany wtórne,

aktynolityzacja lub chlorytyzacja wzdłuż osi fałdów ( $F_2$ ). Wydaje się zatem, że proces blastezy hornblendy rozpoczęty w etapie statycznym po ( $F_1$ ) był kontynuowany w czasie fałdowań ( $F_2$ ).

**Plagioklaz.** Blasteza plagioklazów jest we wszystkich skałach grupy gnejsów z Kowar napewno procesem wieloetapowym. W skałach łupkowych omawianej grupy z etapem metamorfizmu statycznego, który nastąpił po fałdowaniu ( $F_1$ ), można łączyć blastezę rzadko spotykanych porfiroblastów plagioklazu wykazujących brak orientacji względem foliacji ( $S_1$ ). Jądra tych porfiroblastów wypełnione są wrostkami serycytu i epidotu. W obwódkach zawartość anortytu wynosi 3—9%. Obserwacje te wydają się wskazywać na normalną budowę pasową tej generacji blastów plagioklazu. W dwu przypadkach obserwowano deformację porfiroblastów plagioklazu przez kliważ ( $S_2$ ).

Fazy regresywne związane z późnym etapem fałdowania ( $F_2$ ) oraz fałdowaniem ( $F_3$ )

W przypadku skał należących do wkładek łupkowych w gnejsach fazy te są trudne do rozróżnienia. Intensywnym ruchom fazy ( $F_2$ ) towarzyszą procesy, które można uważać za wyraźnie diaforyczne. O ile pierwszym stadium fałdowania ( $F_2$ ) towarzyszyła blasteza minerałów wskazujących na progresję metamorfizmu, o tyle późniejsze etapy tych ruchów, powodujące lokalnie powstanie kliważu spękaniewego, są stowarzyszone z procesami diaforycznymi. Do nich należałoby zaliczyć wymienioną wyżej chlorytyzację hornblendy oraz analogiczne procesy zachodzące w biotycie i granacie. Szczególnie chlorytyzacja granatu wydaje się stowarzyszona z widocznymi gdzieś ślizgami po kliważu ( $S_2$ ). Deformacjom o charakterze sztywnym, związanym ze strukturami ( $F_2$ ), szczególnie w sąsiedztwie gnejsów kowarskich, towarzyszy powstawanie pęknięć wypełnionych kwarcem lub albitem, lub obydwoma tymi minerałami łącznie. W ich sąsiedztwie procesy diaforyczne zaznaczają się szczególnie wyraźnie.

Struktury związane z etapem fałdowym ( $F_3$ ) są zaznaczone słabo we wszystkich skałach grupy z Kowar. Powodują one lokalną diaforezę w sąsiedztwie pęknięć, towarzyszących niewielkim sztywnym fałdom tej generacji. Znaczenie tej fazy ruchów dla metamorfizmu skał grupy z Kowar, podobnie jak dla ich rozwoju strukturalnego, jest zupełnie podrzędne.

#### Metamorfizm termiczny

Ta faza rozwojowa związana z intruzją granitu Karkonoszy zazaczyła się w łupkach i skałach formacji rudonośnej z Podgórze w sposób dość wyraźny. Ponieważ w strefie oddzia-

ływania termicznego granitu Karkonoszy jest niewiele odkrywek tych skał, większość obserwacji zebrano z luźnych bloków znajdujących się na lewym zboczu doliny Piszczaka, około 750—850 m na południe od zbiegu wyżej wymienionego potoku z Jedlicą. Skały tam występujące nie wykazują tak wyraźnie wykształconej struktury hornfelsowej jak w skałach występujących w środkowej części Rudaw Janowickich. Od innych łupków należących do grupy gnejsów z Kowar różni je obecność kordierytu i andaluzytu w ilościach dość znacznych. Blasteza tych dwóch minerałów jest wyraźnie postkinematyczna względem struktur ( $F_2$ ).

#### Regresywny metamorfizm hydrotermalny

W pomagmowym etapie rozwoju granit Karkonoszy był źródłem roztworów hydrotermalnych. Penetracja tych roztworów ułatwiała przemiany, które mogą być traktowane jako swego rodzaju metamorfizm regresywny. Jego efekty są mało widoczne w badaniach powierzchniowych. Na podstawie próbek pobranych z chodników kopalnianych K. Mochnacka (1967) opisała późne przemiany związane z frontem hydrotermalnym. Procesy te mają duże znaczenie dla występujących w dyskusowanym terenie okruszcowań.

#### Rozwój metamorficzny gnejsów kowarskich (problem granityzacji)

Geneza gnejsów kowarskich jest problemem dyskusyjnym. Najpełniejszą dokumentację petrograficzną tych skał dał G. Berg (1912, str. 115—135), zwolennik hipotezy o ich ortognejsowym pochodzeniu. Opinie te są zgodne z dawnymi tradycjami nauki niemieckiej, nawiązujące do poglądów K. F. Raamera (1819) i E. Rimanna (1910) na pochodzenie gnejsów izerskich. J. Oberc (1960) opowiedział się za granityzacyjną genezą gnejsów kowarskich, natomiast M. i J. Szalamachowie (1959—1968) zajmują stanowisko pośrednie uważając, że wśród gnejsów kowarskich można wyróżnić odmiany para-, orto- i meta-. Słabą stroną przeciwników koncepcji G. Berga była bardzo fragmentaryczna dokumentacja petrograficzna przedstawianych przez nich hipotez.

Nowo zebrany materiał obejmujący obserwacje polowe ze szczególnym uwzględnieniem stosunku gnejsów do skał otoczenia, jak również petrograficzne opracowanie tego zespołu skalnego metodami mikroskopowymi, przemawiają za metasomatyczno-granicyzacyjnym pochodzeniem większości tych skał. Głównymi kryteriami, na których można oprzeć taką hipotezę są:

a) występowanie wśród gnejsów, często silnie zgranicyzowanych, zgodnych wkładek metasedymentów,

b) zgodność granic między gnejsami a metasedymentami z granicami litologicznymi oraz ułożeniem struktur płaskich w tych ostatnich,

c) postępująca feldspatyżacja oraz porfiroblasteza, widoczna zarówno w obserwacjach polowych, jak i mikroskopowych, powoduje w pewnych przypadkach wzrost ziarna skał oraz przejście skał łupkowych w gnejs wzdłuż biegu wkładki łupkowej,

d) obecność reliktyw struktur kierunkowych nawet w homofanicznym typie gnejsów kowarskich, podobnych poza tym do granitów,

e) znaczne zróżnicowanie wielkości ziarn poszczególnych składników tych skał, z wyraźną tendencją do megablastycznego wzrostu skałeni, a szczególnie mikroklinu przy przejściu od skał łupkowych do stopniowo coraz silniej zgranitizowanych,

f) charakter i rozmieszczenie wrostków w skalaniu potasowym wskazuje na wzrost tego składnika kosztem innych minerałów skałotwórczych, głównie plagioklazów i łyszczyków,

g) zmiany w składzie plagioklaz; w miarę postępu granityzacji plagioklaz jest coraz silniej sodowy.

Granityzacja gnejsów kowarskich jest na pewno procesem długim i obejmuje kilka wyróżnionych wyżej faz. Postępująca feldspatyżacja i porfiroblasteza, będące głównymi czynnikami granityzacji, działają prawdopodobnie wybiórczo. Tłumaczy to obecność mało zmienionych łupków w sąsiedztwie skał wyraźnie sfeldspatyżowanych. Skały tworzące wśród gnejsów reliktyw wkładki są przeważnie ubogie w skalenie, szczególnie potasowe. Prawdopodobnie procesy prowadzące do granityzacji atakowały w pierwszym rzędzie skały już pierwotnie zasobne w skalenie, przypuszczalnie szarogłazy.

Jakkolwiek na obszarze występowania gnejsów kowarskich obserwowano niewiele reliktyw struktur związanych z generacją ( $F_1$ ), przypuszczać należy, że tekstura laminarna w gnejsach jest rezultatem krystalizacji i dyferencjacji metamorficznej związanej właśnie z tym etapem. Szeroko bowiem rozpowszechnione struktury ( $F_2$ ) deformują powstałą teksturę laminarną tych skał. Ważnym dla rozwoju gnejsów kowarskich jest etap statycznej metamorfozy między etapem fałdowym ( $F_1$ ) a ( $F_2$ ). Obserwowano w wielu przypadkach porfiroblastezę plagioklaz, a przede wszystkim skalenia potasowego. Powstały w tym procesie tabliczkowate osobniki o prawie automorficznych zarysach, ułożone mniej lub bardziej przypadkowo względem laminarnej struktury gnejsów kowarskich. Porfiroblastyczny wzrost skalenia potasowego nie został przerwany przez fałdowanie ( $F_2$ ), ale był kontynuowany dalej jako proces synkinematyczny. Tym niemniej wiele porfiroblastów mikroklinu zostało w tym etapie rozwoju strukturalnego zdeformowanych w sposób sztywny, co

zostało zaobserwowane już przez G. Berga (1912).

Późniejsze etapy rozwoju strukturalnego regionu o charakterze diaforycznym w małym stopniu wycisnęły swoje piętno na gnejsach kowarskich. Granityzacja i procesy metasomatyczne, ściśle związane z osiągnięciem najwyższego w tym obszarze stopnia metamorfizmu regionalnego, okazały się nieodwracalne. Również metamorfizm termiczny związany z intruzją granitu Karkonoszy nie zaznaczył się w tych skałach wyraźnie. Z tym etapem rozwoju wiąże się, być może, lokalne wzbogacenie plagioklaz w wapń (12—15% an.), obserwowane w pobliżu kontaktu z granitem.

#### METAMORFIZM SKAŁ GRUPY RUDAW JANOWICKICH

Podobnie jak w opisanych wyżej skałach grupy gnejsowej z Kowar, skały grupy Rudaw Janowickich wykazują wielofazowy rozwój metamorfizmu, kontrolowany przez historię strukturalną regionu. Brak w tych skałach wyraźnych objawów granityzacji uczynił je o wiele mniej odpornymi na oddziaływanie diaforyczne związanej z późnym etapem fałdowań ( $F_2$ ) i ( $F_3$ ). Z tych względów bardzo niewiele da się powiedzieć o najstarszych fazach rozwoju metamorfizmu.

#### Metamorfizm synkinematyczny związany z fałdowaniem ( $F_1$ )

Struktury związane z fałdowaniem ( $F_1$ ) występują w skałach grupy Rudaw Janowickich reliktywno, głównie w amfibolitach smużystych odsłaniających się w dolinie Bobru. Fałdy zawsze reprezentują wąski lub izoklinalny typ struktur. Foliacja związana z powstaniem tych najstarszych struktur jest zawsze równoległa lub prawie równoległa do powierzchni osiowej fałdów tej generacji. Jest ona podkreślona przez zjawiska dyferencjacji metamorficznej prowadzącej do powstania, w przypadku ciemnych lamin amfibolitów smużystych, segregacji czyisto albitowych alternujących ze strefami wzbogaconymi w minerały barwne (amfibol, chloryt). Zjawisko to, rozwinięte w sposób szczególnie wyraźny w skalnej skarpie rzeki Bóbr na wschodnim skraju miejscowości Ciechanowice, było szczegółowo opisane dawniej (J. H. Teisseyre 1968a). Skały powstałe na drodze opisanej wyżej segregacji określono nazwą gnejsów amfibolowo-chlorytowo-albitowych. Nazwa podana w cytowanej wyżej pracy i interpretacja genetyczna są jednak niewłaściwe.

Segregacje kwarcowe, występujące w skałach łupkowych zarówno w Rudawach Janowickich, jak i Grzbiecie Lasockim, są prawdopodobnie też związane z tym etapem deformacji. Relikty pierwotnego warstwowania tych skał są

uchwytnie jedynie w partiach przegubowych fałdów generacji ( $F_1$ ) i to tylko w tych przypadkach, gdy segregacje kwarcowe bądź albitowe nie są rozwinięte na większą skalę. Gdy brak wyraźnych reliktyw fałdów pierwszej generacji rozróżnienie foliacji ( $S_1$ ), równoległych do niej segregacji i pierwotnego warstwowania skał jest niemożliwe, podobnie jak w przypadku analogicznych generacji struktur w skałach grupy gnejsów z Kowar.

Progresywna faza metamorfizmu  
statycznego i metamorfizm  
synkinematyczny pierwszego etapu  
rozwoju struktur ( $F_2$ )

Ten etap rozwoju jest w skałach grupy Rudaw Janowickich bardzo słabo czytelny. Spowodowane jest to przez oddziaływanie regresywnych faz związanych z późnym etapem fałdowania ( $F_2$ ) oraz z fałdowaniem ( $F_3$ ). Ruchy te miały wpływ o wiele większy na skały grupy Rudaw Janowickich niż na usztywnione wskutek zaawansowanej granityzacji gnejsy kowarskie. Przez analogię do skał tej ostatniej grupy można przyjąć, że skały grupy Rudaw Janowickich zostały zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowo-alandynowej w głębszych strukturalnie częściach tej jednostki lub facji łupków zieleńcowych w partiach płyt-  
szych.

Faza regresywna  
związana z późnym etapem  
fałdowania ( $F_2$ )

Minerały związane z tym etapem dają się określić łatwiej niż powstałe w starszych fazach. Krystalizują one na ogół zgodnie z kliważem ( $S_2$ ), a następnie są deformowane przez struktury związane z etapem fałdowym ( $F_3$ ). Skały wulkaniczne formacji z Leszczyńca zawierają zespoły mineralne związane z późnym etapem fałdowania ( $F_2$ ). Zespoły te są najlepiej czytelne.

**A m f i b o l e.** Blasteza igiełkowych amfiboli jest w wielu przypadkach zgodna z kierunkiem kliważu ( $S_2$ ). Charakter amfiboli związanych z tą fazą jest dość zróżnicowany. W Rudawach Janowickich występuje aktynolit oraz sporadycznie zabarwiona na niebiesko hornblenda, znajdująca również bardzo często w Grzbiecie Lasockim. Glaukofan wykazuje zarówno blasty zorientowane zgodnie z kliważem ( $S_2$ ), jak również z foliacją ( $S_1$ ). Nie jest więc sprawą zupełnie jasną, z jakim etapem rozwoju należy łączyć jego blastezę. Problem ten jest trudny do rozstrzygnięcia ze względu na rzadkość skał zawierających ten minerał. Nie jest też wyjaśnione czy z tym etapem rozwoju należy łączyć występowanie hornblendy zwyczajnej w skałach formacji z Leszczyńca, czy też minerał ten reprezentuje relikty którejs z poprzednich faz

metamorfizmu. Jeżeli minerały te nie są związane ze strukturami, które można powiązać z określonym etapem deformacji skał, ale wypełniają pseudomorfozy po pierwotnych minerałach ciemnych, określenie etapu ich powstania nie jest możliwe.

**Stilpnomelan.** Blasteza tego minerału jest związana w sposób wyraźny z kliważem ( $S_2$ ). Jego blaszki są wyraźnie zdeformowane przez fałdy etapu ( $F_3$ ). Minerał ten występuje obecnie tylko we wschodniej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego.

Blaszki chlorytu i muskowitu ułożone zgodnie z powierzchniami kliważu ( $S_2$ ) zostały stwierdzone w kilku przypadkach. Blasty te powstały albo przez rekrytalizację obecnego łyszczyku jasnego lub też przez muskowitzację biotyty. Na tę drugą ewentualność mogą wskazywać liczne drobne wrostki tlenków żelaza, sporadycznie też rutyle, występujące w niektórych blaszkach muskowitu. Chlorytyzacja biotyty związana z tą fazą rozwoju metamorfizmu obserwowana jest niezbyt często; proces ten stwierdzano prawie wyłącznie w łupkach łyszczykowych północnej części Grzbiecia Lasockiego.

**Albit.** Blastezę albitów synkinematycznych związaną z etapem fałdowym ( $F_2$ ) obserwowano głównie w łupkach Grzbiecia Lasockiego.

Synkinematyczna faza regresywna  
związana z etapem fałdowym ( $F_2$ )

Późny etap rozwoju sztywnych fałdów znaczył się na całym obszarze badań, dominując we wschodniej części Rudaw Janowickich i Grzbiecia Lasockiego. Towarzystwem mu wyraźnym przejawy diaforezy, powodując przemianę dawniej powstałych zespołów mineralnych w asocjację albit — epidot — chloryt, typową dla najniższej temperaturowej części facji łupków zieleńcowych.

**Chlorytyzacja mineralów ciemnych** jest głównym procesem związanym z tą fazą metamorficzną. Ulega jej przede wszystkim biotyt, w mniejszym stopniu hornblenda, a najsłabiej zaznacza się ona w aktynolicie. W przypadkach gdy chlorytyzacja nie jest zupełna, można zauważyć, że proces ten rozpoczyna się głównie w partiach przegubowych sztywnych fałdów. Następnie chlorytyzacja postępuje, atakując najsilniej partie brzeżne blastu oraz powierzchnie łupliwości. Poza chlorytyzacją ciemnych składników skał spotyka się sporadycznie przejawy wzrostu nowotworów chlorytowych w formie drobnych blaszek, wzdłuż powierzchni kliważu osiowego, albo jako wypełnienia „cieni naciskowych” dookoła porfiroblastów piryty (głównie w łupkach pirytonośnych z Wieściszowic).

**Saussurytyzacja**, a także **serycytyzacja** plagioklazów są prawdopodobnie procesami długo-



trwałymi, związanymi też z dawniejszymi etapami rozwoju metamorfizmu. Wydaje się jednak prawdopodobne, że w etapie związanym z ruchami ( $F_3$ ) osiągnęły one swój maksymalny rozwój. Jest to szczególnie widoczne w strefach kataklazy i brekcjowania związanego z etapem ( $F_3$ ). Występujące w ich obrębie albo w ich bezpośrednim sąsiedztwie plagioklasy nie wykazują blaszek serycytu lub drobnych grudek epidotu jako zindywidualizowanych tworów. Minerale wtórne są w nich obecne w postaci submikroskopowych wrostków wywołujących silne zmętnienie całego blastu.

Powstanie segregacji kwarcowych jest w pewnych przypadkach związane z tym etapem rozwoju procesów metamorficznych. Daje się to zaobserwować szczególnie często w łupkach pirytonośnych z Wieściszowic, w których segregacje takie przybierają postać struktur prętowych towarzyszących fałdom ( $F_3$ ) albo wypełniają „cienie naciskowe”.

Aktynolityzacja hornblendy i glaukofanu, obserwowana sporadycznie, jest — być może — procesem również związanym z tym etapem rozwoju metamorfizmu. Proces ten został dostrzeżony w kilku zaledwie preparatach i nie jest zupełnie pewne, czy jest on związany z synkinematyczną fazą ( $F_3$ ), czy też z późnym etapem ruchów ( $F_2$ ).

Progresywny metamorfizm termiczny  
związany z intruzją granitu  
Karkonoszy

Zespoły minerałów krytycznych tej stosunkowo młodej fazy rozwoju są w wielu przypadkach bardzo dobrze zachowane. Należą tu andaluzyt, kordieryt, diopsyd — hedenbergit, forsteryt, grossular i być może ottrelit. Blastoz tych minerałów jest na pewno młodsza od struktur związanych z fazą ( $F_2$ ). Ze względu na znikome efekty, jakie w strefie kontaktowej spowodowało fałdowanie ( $F_3$ ), trudno ustalić, jaki jest stosunek metamorfizmu termicznego do tego etapu ruchów. Ze względu na wybitnie retrogresywny charakter procesów metamorficznych — związanych z etapem ( $F_3$ ) — przyjąć można, że metamorfizm termiczny jest najprawdopodobniej od tej fazy młodszy.

**Andaluzyt.** Tworzy on blasty dochodzące sporadycznie do 1,5—2,0 mm. Są one często automorficzne, wykazując pokrój krótkich słupków. Blasty tego minerału nie są na ogół zorientowane zgodnie z żadnymi starszymi strukturami. Ulega on serycytyzacji dość rzadko. Zespół andaluzyt — skałen potasowy został zaobserwowany w łupkach oraz leptynitach w bliskim sąsiedztwie kontaktu z granitem w okolicach Miedzianki, w północnej części wsi Mnisków i na zachód od Janowic Wielkich.

**Kordieryt.** Tworzy przeważnie ksenomorficzne blasty nie przekraczające na ogół 2,0—3,0 mm. W przeciwieństwie do andaluzytu

jest on w większości przypadków silnie rozłożony. Jego blasty rosną w sposób nie zorientowany względem foliacji ( $S_1$ ) i kliważu ( $S_2$ ).

**Pirokseny z szeregu diopsyd — hedenbergit.** Ksenomorficzne porfiroblasty piroksenu są związane z piroksenową odmianą amfibolitów smużyстых, z erlanami oraz marmurami z Grzędzin. W amfibolitach smużyстых diopsyd jest związany z laminami jasnymi, będącymi prawdopodobnie zachowaną stratyfikacją  $S_0$ .

**Forsteryt.** Występowanie tego minerału jest ograniczone do marmurów z kamieniołomu w Grzędzinach oraz najbliższego sąsiedztwa tej odkrywki. Sporadycznie zachowały się dokładne pseudomorfozy po tym mineralu, wypełnione serpentynem z relikdami nie rozłożonego forsterytu. Najczęściej jednak zarówno relikto- wy forsteryt, jak i agregaty minerałów z grupy serpentynu są zupełnie ksenomorficzne.

**Granaty z szeregu grossular — andradyt.** Występują one głównie w erlanach, tworząc dość często prawie monomineralne laminy, w których ziarna ich wykazują zarysy ksenomorficzne. W amfibolitach smużyстых oraz marmurach z Grzędzin minerały te najczęściej wykształcone są w postaci automorficznych porfiroblastów.

**Plagioklasy.** Wpływ termiczny granitu Karkonoszy zaznacza się w składzie plagioklazów. O ile poza strefą kontaktową są to w większości albity (< 7% an.), to w tej strefie ich skład waha się od 3 do 35%, sporadycznie dochodząc do 50—75% an.

Regresywny metamorfizm związany  
z oddziaływaniem hydrotermalnych  
roztworów pomagmowych granitu

Zespół minerałów kontaktowych powstałych w warunkach metamorfizmu termicznego jest bardzo nietrwały w toku obniżania się temperatury. Liczne objawy takich przemian dadzą się obserwować w całej strefie kontaktowej granitu Karkonoszy. Wiele obserwacji wskazuje, że pinityzacja kordierytu, mniej od niej rozpowszechniona serycytyzacja andaluzytu, serpentynizacja oliwinu i biotytyzacja amfibolu, były ułatwione przez roztwory hydrotermalne prawdopodobnie w górnym zakresie temperatur tych procesów. Do przemian zachodzących w niskich temperaturach należałoby zaliczyć chlorytyzację granatów i biotyty. Również skalpolityzacja zasobnych w anortyt plagioklazów ma związek z procesami hydrotermalnymi. Procesy te mają szczególnie skomplikowany przebieg w przypadku oddziaływania frontu hydrotermalnego na skały zasadowe bogate w żelazo dwuwartościowe (amfibolity) lub skały węglanowe. Prowadzą one w takich przypadkach do szczególnie dużych zmian składu mineralnego i chemicznego skał, aż do powstania złóż włącznie. Procesy hydrotermalne doprowadziły

do powstania złóż Miedzianki (Berg 1912, 1913), Ciechanowic (Berg 1912, 1913; Zimnoch 1958) i Czarnowa (Berg 1912, 1913; Zimnoch 1958), częściowo także Kowar (Mochnacka 1966, 1967; Zimnoch 1967).

Mimo wielkiej różnorodności obserwowanych procesów wpływ frontu hydrotermalnego związanego z pomagmowym etapem rozwoju granitu Karkonoszy jest lokalny; w sposób intensywny zaznacza się on w odległości 100—200 m od kontaktu. Większy zasięg mają rozwiązania hydrotermalne tylko w dużych strefach uskoku.

#### Lokalna diaforeza związana z ruchami uskoku

Oprócz dyslokacji związanych z etapem fałdowym ruchów ( $F_3$ ) istnieją na zbadanym terenie liczne młodsze uskoki. Najmłodsze ruchy blokowe prawdopodobnie zaznaczyły się w trzeciorzędzie, na co wskazują powiązania genetyczne między systemem uskoku NW-SE a nasunięciem Połtawy-Hronów.

Podobnie jak w przypadku dyslokacji związanej z generacją fałdów ( $F_3$ ), w strefie młodszych systemów uskoku dochodzi do brekcjonowania i kataklazy skał metamorficznych, a procesy te prowadzą do zupełnie lokalnej diaforezy. Proces ten jest zwykle ograniczony do ściśle pojętej strefy dyslokacyjnej, której szerokość nie przekracza od kilku decymetrów do kilku metrów. W dwu rejonach diaforeza związana z młodymi ruchami uskoku oddziałuje na skały w większych odległościach. Ma to miejsce w strefie uskoku śródsudeckiego oraz w rejonie szczytów Bukowa (751 m) i Wilkowyja (774 m). W pierwszym z wymienionych obszarów silna diaforeza, szczególnie dobrze zaznaczona w amfibolitach smużystych, jest zapewne nie tylko wynikiem oddziaływania ruchów uskoku, lecz w dużej mierze spowodowana przez rozwiązania hydrotermalne. Wskazuje na to współzależność stref silnej diaforezy z uskokami oraz okruszczeniem. Metamorfizm retrogresywny jest w wielu przypadkach silnie zaawansowany. W przekopie kolejowym między stacją Ciechanowice a Janowice Wielkie (drugim z kolei od stacji Ciechanowice) obserwowano ponad stumetrowej grubości zespół amfibolitów smużystych, prawdopodobnie piroksenowej odmiany, zmienionych w skały o charakterze zieleńców. Zupełna zmiana pierwotnego zespołu mineralnego tych skał — hornblenda — diopsyd — oligoklaz — w asocjacje typową dla niskotemperaturowej części facji łupków zieleńcowych, bez naruszenia dawniejszej struktury i tekstury tych skał, jest prawdopodobnie związana głównie z efektami hydrotermalnymi.

W rejonie Wilkowyja i Bukowej wpływ deformacji mechanicznych na diaforezę skał wy-

daje się być silniejszy, natomiast wpływy hydrotermalne są słabsze. Oddziaływanie frontu hydrotermalnego jest w tym rejonie widoczne w postaci impregnacji kruszców znanych z południowych stoków Bukowej, jak również złóż arsenowych w sąsiednim Czarnowie.

#### ZESTAWIENIE OBSERWACJI I WNIOSKI OGÓLNE

Obie opisane grupy skalne występujące w Rudawach Janowickich i Grzbiecie Lasockim stanowiły prawdopodobnie w okresie przedmetamorficznym jednolitą serię o eugeosynkinalnym charakterze. Zróznicowanie tego zespołu nastąpiło na skutek silnej granityzacji połączonej z metasomatozą potasową niższych strukturalnie partii tej jednostki litologicznej. Powstałe w okresie granityzacji skały gnejsowe okazały się odporne na procesy diaforezy, które w sposób decydujący zaważyły na obecnym charakterze zespołu skalnego z grupy Rudaw Janowickich. Czyli, nikim, który poważnie ograniczył granityzację zespołu skalnego tej ostatniej grupy skalnej był prawdopodobnie charakter litologiczny pierwotnych skał łupkowych. Szczególnie poziom łupków i kwarcytów grafitowych, występujących w spągu zespołu skalnego grupy Rudaw Janowickich, stanowi prawdopodobnie skuteczny „ekran” chroniący wyżej leżące skały przed wpływami metasomatycznej granityzacji.

Rozwój procesów metamorficznych jest na zbadanym terenie wielofazowy i bardzo złożony. Jego podział na podstawie stosunku asocjacji mineralnych i struktur metamorficznych do tektonicznych etapów rozwoju terenu wydaje się w obecnym stanie badań najbardziej właściwy. Skomplikowane następstwo progresywnych i regresywnych faz rozwoju metamorfizmu oraz brak dostatecznej ilości analiz chemicznych czynią próby przedstawienia asocjacji mineralnych na diagramach typu ACF czy AFK zupełnie bezcelowymi. Mapa podająca miejsca występowania oraz zasięgi poszczególnych minerałów krytycznych (fig. 34) nie uwzględnia wielu minerałów charakterystycznych dla najdawniejszych faz rozwoju metamorfizmu. Z tych względów główne minerały, których blasteza ma znaczenie wskaźnikowe dla poszczególnych faz rozwojowych metamorfizmu, zestawiono w postaci wykresu. Pozwala on uchwycić następstwo czasowe faz progresywnych i regresywnych, a przede wszystkim uwzględnić trwanie niektórych procesów przez dłuższe odcinki czasowe (tab. 8).

Metamorficzny rozwój badanych zespołów skalnych rozpoczyna faza związana z powstaniem izoklinalnych fałdów ( $F_1$ ). Powstaje wówczas foliacja oraz struktury segregacyjne (równoległe w większości przypadków do pierwotnego warstwowania skał  $S_0$ ). O warunkach, w

jakich przebiegały te procesy, nic bliżej nie da się powiedzieć; odpowiadały one być może facji łupków zielencowych.

Następna faza regionalnego metamorfizmu progresywnego, rozpoczęta w warunkach statycznych, przebiegała dalej synkinematycznie jednocześnie z wczesnym etapem fałdowania ( $F_2$ ). Warunki w czasie trwania tej fazy odpowiadały prawdopodobnie najniższej temperaturowej subfacji facji almandynowo-amfibolitowej (*sensu* Turner & Verhoogen 1960; Winkler 1967), w przypadku skał grupy gnejsów z Kowar i najniższych strukturalnie części grupy

Rudaw Janowickich. W wyższych częściach tej ostatniej jednostki litostratygicznej panowały być może warunki odpowiadające subfacji kwarcowo-albitowo-epidotowo - almandynowej facji zielencowej (według wyżej cytowanych autorów).

Na osiągnięcie przez skały grupy z Kowar warunków odpowiadających facji almandynowo-amfibolowej wydają się wskazywać następujące obserwacje: występowanie w skałach wapienno-krzemianowych dyskutowanej jednostki reliktovej generacji diopsydu, którego blasteza prawdopodobnie miała miejsce po fałdowaniu ( $F_1$ ), a przed późnym stadium fałdowania ( $F_2$ ). Środkowe partie plagioklazów o normalnej budowie pasowej wykazują zawartość anortytu powyżej 7%, oznaczenia te wykonane w najsilniej zmienionych częściach blastów tego minerału są dość niepewne. Szczegółowe badania tego problemu w przyszłości powinny uwzględnić w pierwszym rzędzie chemiczne studium granatów wyraźnie związanych z wczesną fazą ruchów ( $F_2$ ) oraz z poprzedzającym je etapem metamorfizmu statycznego.

Fazie tej, mającej szczególne znaczenie dla skał grupy z Kowar, towarzyszyła silna metasomatoza połączona z granityzacją. Wpływ tej fazy natomiast został w grupie Rudaw Janowickich zatarty w znacznym stopniu przez późniejsze fazy diaforyczne. Dla tej ostatniej grupy duże znaczenie ma regresywna faza związana ze schyłkowym okresem fałdowań ( $F_2$ ), któremu towarzyszyło powstanie kliważu spękaniaowego. Powstał wówczas zespół mineralny wskazujący na silne stosunkowo naprężenia

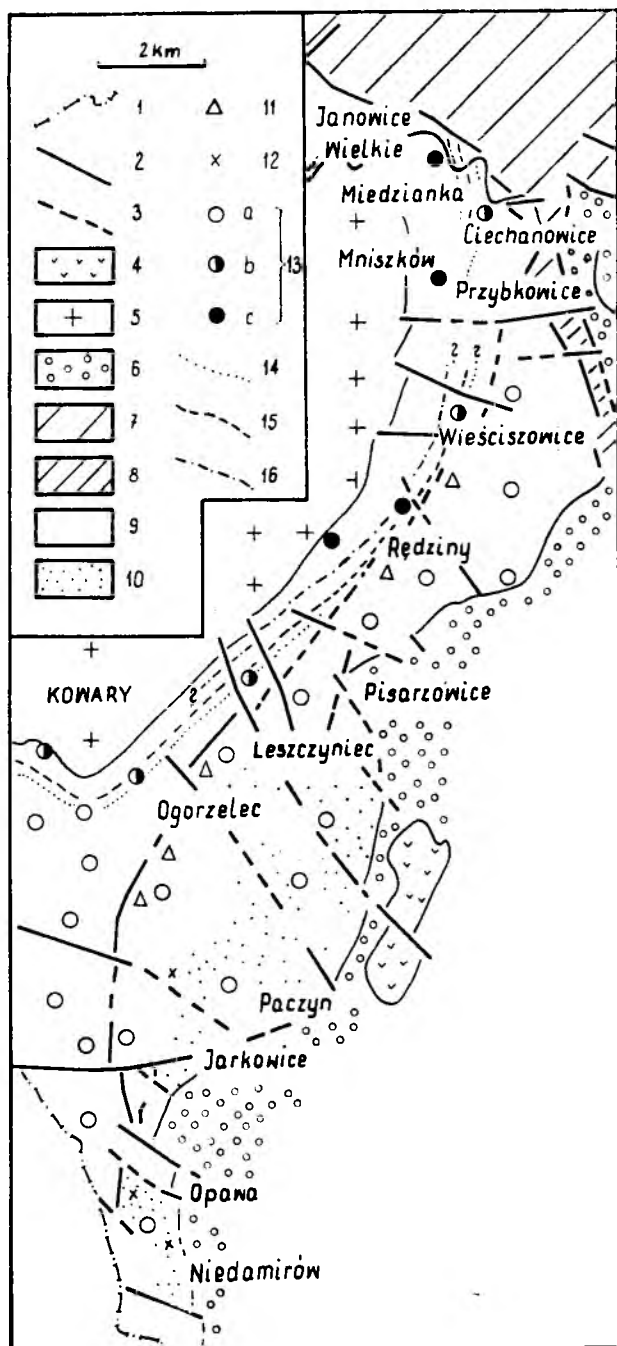


Fig. 34

#### Strefy metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego

1 — granica państwowa, 2 — uskoki obserwowane, 3 — uskoki przypuszczalne, 4 — młodopaleozoiczne wulkanity, 5 — granit Karkonoszy, 6 — osady karbonu, 7 — zielenice Góry Ołowianych, 8 — formacja z Przybkwic, 9 — skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, 10 — obszar skał zawierających niebieską hornblendę, 11 — najważniejsze odkrywki łupków stilpnomelanowych, 12 — najważniejsze punkty występowania glaukofanu, 13 — odkrywki, w których oznaczono skład plagioklazów: a — mniej niż 7% an., b — 7–15% an., c — ponad 15% an.; 14 — południowo-wschodni zasięg izogrady andaluzytu, 15 — południowo-wschodni zasięg izogrady kordierytu, 16 — wschodni zasięg zespołu andaluzyt — skałań potasowy

#### Metamorphic zones in the Rudawy Janowickie and Grzbiet Lasocki Region

1 — state frontier, 2 — observed faults, 3 — inferred faults, 4 — Young-Paleozoic volcanites, 5 — Karkonosze Granite, 6 — Carboniferous deposits, 7 — greenschists of Góry Ołowiane Mountains, 8 — Przybkwice Formation, 9 — metamorphic rocks of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet, 10 — area of the occurrence of the blue hornblende-bearing rocks, 11 — main outcrops of the stilpnomelane schists, 12 — main outcrops of the glaucophane bearing rocks, 13 — points in which plagioclase was determined: a — less than 7% an., b — 7–15% an., c — more than 15% an.; 14 — south-east extent of andalusite isograde, 15 — south-east extent of cordierite isograde, 16 — eastern extent of andalusite-kalifelspar association

Tabela 8

Diagram ukazujący zależności między fazami rozwoju tektonicznego a blasterą minerałów metamorficznych  
 Diagram showing relations between the sequence of tectonic events and metamorphic mineral growth

Minerał	Fazy metamorficzne i deformacyjne Metamorphic and deformation phases							Późne fazy diaforyczne Late diaphoretic phases	
	faza ( $F_1$ ) ( $F_1$ ) phase	faza statyczna między ( $F_1$ ) i ( $F_2$ ) Static phase between ( $F_1$ ) and ( $F_2$ )	wczesny okres fazy ( $F_2$ ) Early period of ( $F_2$ ) phase	późny okres fazy ( $F_2$ ) Late period of ( $F_2$ ) phase	faza ( $F_3$ ) ( $F_3$ ) phase	Metamorfizm termiczny (intruzja granitu Karkonoszy) Thermal metamorphism (Karkonosze gra- nite intrusion)	metamorfizm hydrotermalny Hydrothermal metamorphism	metamorfizm kataklastyczny Cataclastic metamorphism	
Skaleń potasowy Kali-feldspar	--								
Plagioklaz Plagioclase	- ? -- ? -- --	an. > 7% ?		an < 7%	-- -- --	an. 12 -- 75%	an < 7%		
Diopsyd Diopside		- ? - - ? - -							
Granat Garnet		- - - - -							
Forsteryt Forsterite									
Kordieryt Cordierite									
Andaluzyt Andalusite									
Hornblenda Hornblende	- ? - - -	- ? - - - - -							
Glaukofan Glaucofane	- ? - - -	- ? - - - - -							
Aktynolit Actinolite	- ? - - -	- ? - - - - -							

			?					
Biotyt Biotite								
Stilpnomelan Stilpnomelane								
Muskowit Muscovite								
Chloryt Chlorite								
Skapolit Scapolite								
"Pinit" "Pinite"								
Serpentyn Serpentine								

przy dość niskich temperaturach (albit — epidot — stilpnomelan — niebieska hornblenda, sporadycznie glaukofan). Podobne asocjacje mineralne w Alpach Szwajcarskich i na ich południowo-zachodnim przedłużeniu obserwowali P. Bearth (1962) oraz E. & C. R. Niggli (1965). Są one zgodnie interpretowane jako rezultat szczególnie wysokich ciśnień, w jakich przebiegały procesy metamorficzne. Wydaje się, że również w rejonie Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego, w schyłkowym okresie ruchów etapu ( $F_2$ ), panowały warunki facji łupków zieleńcowych oraz facji lawsonitowo-glaukofanowo-jadeitowej (*sensu* Winkler 1967). Dalsza diaforeza zachodziła w czasie ruchów fałdowania ( $F_3$ ). Powstała wówczas asocjacja odpowiada skrajnie niskotemperaturowej części facji łupków zieleńcowych.

Bardzo ważna dla skał metamorficznych Rudaw Janowickich była faza metamorfizmu termicznego związanego z intruzją granitu Karkonoszy. Zasięgi asocjacji mineralnych, odpowiadających facjom o wyższej temperaturze, dają się prześledzić z dużą dokładnością (fig. 34). Warunki zbliżone do charakterystycznych dla facji hornfelsów kordierytowych ze skaleniem potasowym są znane z partii przykontaktowych w okolicach Miedzianki i Mniszkowa; wskazuje na nie współwystępowanie andaluzytu i skalenia potasowego. Asocjacje krytyczne facji amfibolowo-hornfelsowej mają o wiele większy zasięg. Ich wschodnią granicą jest izograda andaluzytu. Izograda diopsydu jest przesunięta jeszcze dalej na wschód. Diaforeza, która nastąpiła po termicznej fazie metamorfizmu, spowodowana była ruchami uskokowymi oraz działaniem roztworów hydrotermalnych. Ma ona znaczenie ściśle lokalne, a tylko w tych rejonach, gdzie działanie obydwu czynników nałożyło się na siebie doszło do wyraźnej retrogresji.

Schemat powyższy jest na pewno uproszczeniem bardzo skomplikowanej historii przemian metamorficznych w opisywanym rejonie. Nie tłumaczy on wielu lokalnych komplikacji. Istnieją trudności w przyporządkowaniu niektórych zjawisk o regionalnych zasięgach do określonej fazy rozwojowej. Szczególnie procesy blastezy albitu wydają się powtarzać wielokrotnie, co utrudnia w wielu przypadkach przyporządkowanie ich do jakiejś określonej bliżej fazy. Na przykład w Karkonoszach południowych i Górach Rychorskich rozwinięte są obficie porfiroblasty albitu, które J. Chaloupský (1965) określił jako postkinematyczne. Szczegółowe badania w Grzbiecie Lasockim stwierdziły obecność identycznych porfiroblastów, które w przyjętej w niniejszej pracy systematyce należałoby określić jako postkinematyczne względem fałdowania ( $F_2$ ). Czas powstania tych struktur nie jest jasny, można przypuścić, że była to jakaś statyczna faza po ruchach ( $F_3$ ) lub, że

blasteza ta jest efektem wpływu termicznego, prawdopodobnie hydrotermalnego, granitu Karkonoszy. Pierwsza hipoteza jest bardzo zbliżo-

na do stanowiska, które zajął J. Chaloupský (1965). Druga natomiast odpowiada poglądom geologów niemieckich.

## WNIOSKI

Zestawienie obserwacji petrograficznych i tektonicznych pozwala odtworzyć w sposób przybliżony skomplikowaną historię skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego zarówno w fazie rozwoju geosynkлинального, jak również w późniejszych fazach, w których istniał dość ścisły związek między tektoniką, plutonizmem (intruzja granitu Karkonoszy) a metamorfizmem omawianego zespołu skalnego.

Petrogeneza omawianego zespołu skalnego może być podana w krótkim zarysie jako następstwo wielu następujących po sobie odrębnych, jakkolwiek często ściśle ze sobą w czasie powiązanych procesów.

Charakter pierwotnego zespołu skalnego grupy gnejsów z Kowar jest trudny do odtworzenia. Niewątpliwie w skład tej grupy wchodziły skały węglanowe przeobrażone w marmury i skały wapienno-krzemianowe. Część z nich, zawierająca pierwotnie wkładki lub domieszkę krzemianów, została przeobrażona w amfibolity. Prawdopodobny jest też udział tufów, tufitów czy też skał żyłowych lub wulkanicznych o charakterze keratofirów lub ryolitów zmienionych na skutek metamorfozy w łupki leptytowe. Podobne skały znane są z północnej okrywy granitu Karkonoszy (W. Smulikowski 1966, 1972), jak również wśród łupków towarzyszących gnejsom karkonoskim (Chaloupský 1965). Nie można ustalić, jaki był pierwotny charakter skał zmienionych obecnie w gnejsy kowarskie. Ze względu na wybitnie wybiórczy charakter procesów granityzacji można przypuszczać, że były to skały składem mineralnym i chemicznym najbardziej zbliżone do granitów i granodiorytów — prawdopodobnie szarogłazy. Poglądy autora na genezę gnejsów kowarskich odpowiadają hipotezie wysuniętej przez J. Oberca (1960) i są zgodne z wynikami badań J. Chaloupsky'ego (1965). W sposób bardziej dokładny można określić pierwotny charakter skał grupy Rudaw Janowickich. Najniższe ogniwo należące do tej grupy — łupki i kwarcyty grafitowe — reprezentują prawdopodobnie pelityczne oraz krzemionkowe osady powstałe w warunkach facji euksynitowej. Ich odpowiedniki występujące w Górach Rychorskich, południowych Karkonoszach i rejonie Żelaznego Brodu są uważane za najniższy sylur. Ich wiek został udokumentowany przez J. Pernerę (1919), J. Kolicha (1929), J. Chaloupsky'ego (1965) na podstawie przewodnich form fauny planktonicznej lub epiplankto-

nicznej (graptolity). Powyżej łupków i kwarcytów grafitowych występują gruboziarniste łupki łyszczykowe powstałe prawdopodobnie z aleurytów, częściowo — być może — szarogłazów. Pogrubienie ziarna pierwotnych osadów, a przede wszystkim pojawienie się w stropie łupków soczewek skał węglanowych, wskazuje zapewne na spłylenie zbiornika. Skały węglanowe z grupy Rudaw Janowickich odpowiadają prawdopodobnie wapieniom krystalicznym środkowosylurskim (Chłupać 1953), występującym w Górach Rychorskich, południowych Karkonoszach i w regionie Żelaznego Brodu.

Powyżej marmurów występują łupki przeławiczone z tufami keratofirowymi (leptynity) oraz mieszanym zespołem tufów spilitowych i skał węglanowych (amfibolity smużyste i erlany). Opisany wyżej zespół skalny tworzy formację łupkową z Czarnowa.

Wyżej leżąca formacja wulkanitów z Leszczyńca jest zbudowana ze skał żyłowych, eruptywow, częściowo tufów i tufitów, których skład odpowiada serii bazaltowo-spilitowo-keratofirowej. Zwraca uwagę brak wśród tych skał odmian o zespołach mineralnych i chemizmie typu ultrazasadowego. Ten zespół skalny odpowiada wulkanizmowi geosynkлинальному typu hercyńskiego (*sensu* Rocci i Juteau 1968). Towarzyszące metawulkanitom gnejsy paczyńskie wykazują uderzające analogie do pośrednich i kwaśnych ogniwo asocjacji bazaltowo-spilitowo-keratofirowej. Krystalizowały one prawdopodobnie w warunkach subwulkanicznych, hipabisalnych i w żyłach. Na zbadanym terenie działalność wulkaniczna raczej kończyła niż zaczynała cykl geosynkлинальный; nie był to więc inicjalny wulkanizm *sensu stricto*. Prawdopodobnie przynajmniej część wylewów pokryw lawowych czy też drobnych żyłowych lub subwulkanicznych intruzji powstała po etapie fałdowym ( $F_1$ ). Analogiczną pozycję stratygraficzną wykazują skały „diabazowego kompleksu” w rejonie Żelaznego Brodu, południowych Karkonoszy i Gór Rychorskich (Kodym i Svoboda 1948a, b; Chłupać 1953; Chaloupský 1963, 1965; Fediuk 1958, 1962) oraz zieleńce, diabazy i łupki paleoryolitowe metamorfiku kłodzkiego (Gunia i Wojciechowska 1964, 1971; Wojciechowska 1966).

Jak wykazano wyżej, wieloetapowy metamorfizm wykazuje ściśle związki z historią strukturalną regionu Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Najstarszy etap ruchów fałdowych jest zaznaczony dzięki obecności

reliktowych mezoskopowych fałdów izoklinalnych. Prawdopodobnie z tym etapem deformacji należy wiązać pewne większe struktury widoczne w obrazie intersekcyjnym mapy okolic Miedzianki, Mniszkowa i Orliny (fig. 23). Z tym etapem rozwoju strukturalnego regionu wiąże się powstanie foliacji ( $S_1$ ). Wydaje się prawdopodobne, że ruchom tym towarzyszyły schyłkowe objawy wulkanizmu geosynklinalnego, być może, że niektóre skały formacji z Leszczyńca są od nich młodsze.

Po ruchach ( $F_1$ ) w warunkach statycznych rozwija się metamorfizm regionalny charakteryzujący się rozwojem porfiroblastów młodszych od foliacji ( $F_1$ ). Intensywna feldspatyżacja jest głównym czynnikiem granityzacji towarzyszącej tej fazie rozwojowej metamorfizmu regionalnego.

W czasie ruchów związanych z etapem ( $F_2$ ) powstały fałdy o kierunkach osi E-W do ESE-WNW i asymetrii południowej wykazujące jednoskośny typ symetrii. Kierunek „transportu tektonicznego” był w tym okresie N lub NNE. Początkowym stadium tego fałdowania towarzyszyły warunki głębokiego metamorfizmu, natomiast późne fazy tego fałdowania były związane z regresją metamorfizmu. Proces ten zaznaczył się szczególnie wyraźnie w skałach grupy Rudaw Janowickich, które w poprzedniej fazie rozwojowej nie uległy granityzacji. Tym późnym fazom fałdowania ( $F_2$ ) towarzyszyła blasteza „minerałów stressowych” (stilpnomelan, niebiesko zabarwiona hornblenda, glaukofan).

Etap fałdowania ( $F_3$ ) głównie zaznaczył się we wschodniej części zbadanego obszaru zbudowanego przeważnie ze skał formacji wulkanitów z Leszczyńca. Powstałym wówczas sztywnym fałdom o kierunkach NNE-SSW do NE-SW towarzyszyła diaforeza wskazująca na warunki odpowiadające najniższym temperaturom facji zieleńcowej.

Faza deformacyjna i diaforeza związana z etapem fałdowym z Wieściszowic ( $F_3$ ) kończą ewolucję skał Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego w warunkach metamorfizmu regionalnego. Procesy metamorfizmu regionalnego przebiegały w zasadzie w warunkach odpowiadających serii facjalnej typu Barrowsa (*sensu* Winkler 1967). Jedynie w schyłkowym okresie etapu fałdowego z Miedzianki ( $F_2$ ) panowały ciśnienia wyższe odpowiadające w przybliżeniu warunkom metamorfizmu alpejskiego w Alpach Szwajcarskich (Bearth 1962).

Intruzji granitu Karkonoszy towarzyszył wyraźny metamorfizm termiczny. Skały zmetamorfizowane w facji hornfelsów amfibolowych występują wzdłuż wschodniego kontaktu granitu w całym Rudawach Janowickich. Nieco wyższe temperatury (zespół andaluzyt-skałen potasowy) panowały lokalnie w okolicach Mniszkowa i Miedzianki.

Najmłodsze fazy metamorfizmu regresywnego łączą się ze strefami uskokowymi oraz oddziaływaniem roztworów hydrotermalnych. Te ostatnie związane są pomagmową fazą rozwojową granitu Karkonoszy.

Czas powstania i powiązania genetyczne etapu fałdowego ( $F_4$ ) nie dają się w obecnym stanie znajomości regionu badań oraz obszarów sąsiednich określić w sposób dostatecznie pewny.

Ze względu na brak bezpośrednich danych o wieku skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego datowanie poszczególnych faz tektonicznych stanowi zagadnienie trudne do rozwiązania. Wnioskowanie o wieku etapów ewolucji tektonicznej tych skał było oparte na dość niepewnej korelacji litostratigraficznej metamorficznego zespołu skalnego Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego z górnym ordowikiem i sylurem południowych Karkonoszy. Z tego względu wszelkie porównania ewolucji strukturalnej wschodniej okrywy granitu Karkonoszy z rozwojem tektonicznym obszarów sąsiednich mają bardzo duże znaczenie jako metoda sprawdzająca, szeroko stosowana w korelacji strukturalnej obszarów metamorficznych.

Wyróżnione w Górach Kaczawskich przez H. Teisseyre'a (1959a, 1964, 1967, 1971) generacje struktur mezoskopowych ich następstwo czasowe i związki z większymi strukturami mają wiele podobieństw do etapów ewolucyjnych tektoniki Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Analogie te, jakkolwiek wzmiankowane już wyżej w rozdziale poświęconym Górą Kaczawskim, wymagają osobnego omówienia.

Drobne struktury etapu fałdowego z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) znajdują na obszarze Gór Kaczawskich bliskie analogie w reliktoowo zachowanych najstarszych fałdach o izoklinalnym charakterze. Ta generacja fałdowa wyróżniona przez H. Teisseyre'a (1959a) nie była uwzględniona w następnych opracowaniach dotyczących tektoniki Gór Kaczawskich, a dopiero w ostatnich czasach jest przedmiotem szczegółowych badań, które wykazały, że jest to najprawdopodobniej zespół strukturalny starszy od wyróżnionych przez H. Teisseyre'a (1964, 1967) lineacji  $B_1$  (Baranowski, H. Teisseyre — informacje ustne). Zgodnie z wynikami obserwacji i pomiarów, wykonanych przez wymienionych wyżej badaczy, fałdy mezoskopowe generacji reliktoowej w Górach Kaczawskich mają podobny styl tektoniczny jak i orientacje przestrzenne, co struktury etapu fałdowego z Janowic Wielkich we wschodniej okrywie granitu Karkonoszy.

Struktury opisane przez H. Teisseyre'a (1964, 1967, 1971) jako lineacja  $B_1$  wykazują duże podobieństwa do form tektonicznych związanych z etapem fałdowym z Miedzianki ( $F_2$ ). Wyra-

zone są one w morfologicznych i genetycznych analogiach form fałdowych, identycznej w obu badanych regionach asymetrii fałdów oraz bardzo podobnej orientacji przestrzennej osi tych ostatnich. Ta ostatnia analogia daje się łatwo stwierdzić na podstawie prostego porównania diagramów zestawionych w publikacji H. Teisseyre'a (1964) z wykresami zamieszczonymi w niniejszej pracy (fig. 20 i 21). Jediną wyraźną różnicą, dostrzegalną na drodze takiego porównania, jest wyraźne większe pochylenie struktur liniowych etapu fałdowego z Miedzianki w porównaniu do lineacji  $B_1$  w Górach Kaczawskich. Stromsze pochylenie osi struktur fałdowych generacji z Miedzianki daje się łatwo wytłumaczyć jako rezultat fleksurowej przebudowy wschodniej okrywy granitu Karkonoszy.

Omówione wyżej dwie najstarsze generacje drobnych struktur fałdowych, tzn. generacja reliktowa oraz  $B_1$ , powstały prawdopodobnie w czasie ruchów młodokaledońskich — między najwyższym sylurem a środkowym dewonem (H. Teisseyre 1964, 1967, 1971 oraz informacje ustne).

Wydaje się bardzo prawdopodobne, że wyróżnione na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego etapy fałdowe z Janowic Wielkich ( $F_1$ ) oraz Miedzianki ( $F_2$ ) mają również wiek młodokaledoński. Szytywne struktury fałdowe etapu z Rędzin ( $F_3$ ) wykazują duże podobieństwa w swym charakterze do fałdów opisanych z Gór Kaczawskich jako system lineacji  $B_2$  (H. Teisseyre 1964, 1967, 1971). Z zestawionych przez wzmiankowanego autora diagramów wynika, że charakterystyczny dla osi fałdów w tej generacji struktur jest kierunek NE-SW, zgodny z maksimum znajdującym się na diagramach struktur etapu fałdowego z Rędzin (fig. 22). Wyróżniona przez H. Teisseyre'a (1964, 1967) generacja drobnych struktur  $B_2$  powstała prawdopodobnie w czasie orogenezy hercyńskiej. Podobnie można datować etap fałdowy z Rędzin ( $F_3$ ) związany prawdopodobnie z formowaniem się fleksuralnego załomu w Rudawach Janowickich i w Grzbiecie Lasockim w czasie ruchów bretońskich.

Obserwowane sporadycznie struktury należące do etapu fałdowego z Wieściszowic ( $F_4$ ) wykazują pewne analogie w swym ułożeniu przestrzennym do wyróżnionej w Górach Kaczawskich (H. Teisseyre 1964, 1967) lineacji  $B_3$ . Ze względu na bardzo szczupły materiał obserwacyjny dotyczący struktur fałdowych generacji z Rędzin trudno określić czy lineacja  $B_3$  w Górach Kaczawskich stanowi odpowiednik tego etapu deformacji.

Dla określenia wieku wyróżnionych, w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego etapów ewolucji strukturalnej jeszcze większe znaczenie mają porówna-

nia ich z ewolucją strukturalną południowej części okrywy granitu Karkonoszy.

Takie zestawienia porównawcze napotykają istotne trudności spowodowane skomplikowaną budową geologiczną obszarów Gór Rychorskich, południowych Karkonoszy, regionu Żelaznego Brodu, Gór Jesztedzkich oraz bardzo ogólnie potraktowanym zagadnieniem tektoniki w większości publikacji poświęconych problematyce geologicznej tych regionów. Z tych względów bardzo duże znaczenie ma praca M. Maški (1954) informująca szczegółowo o charakterze wyróżnionych, przez tego autora, generacji struktur, a ponadto zawierająca dużą liczbę diagramów.

W dotychczasowej literaturze geologicznej dotyczącej Gór Rychorskich, południowych Karkonoszy, regionu Żelaznego Brodu jak również Gór Jesztedzkich brak jest wzmianek o strukturach mezoskopowych, których charakter lub orientacja przestrzenna mogłaby być paralizowana z etapem fałdowym z Janowic Wielkich ( $F_1$ ). Niemniej jednak wydaje się, że w południowych Karkonoszach istnieje reliktowa generacja fałdów starszych od panujących na tym obszarze fałdów o osiach przebiegających w kierunku E-W. Reliktowe struktury fałdowe, obserwowane w dolinie Łaby i Upy przez autora niniejszej pracy, mają charakter izoklinalny i wykazują pochylenie w kierunku północnym bądź południowym pod różnymi kątami. Ich przebieg był więc w przybliżeniu równoległy do elementów fałdowych (o przebiegu N-S) uznanych przez J. Chaloupsky'ego (1965) za elementy starsze od struktur młodokaledońskich. Z tą interpretacją wydają się być niezgodne obserwacje autora niniejszej pracy, który stwierdził struktury fałdowe o podobnym charakterze i analogicznej orientacji w dolinie Izerki i Izery. Znaczenia tych pojedynczych obserwacji nie należy przeceniać, niemniej wydają się one wskazywać na istnienie na obszarze południowych Karkonoszy i to zarówno w obrębie „ortognejsów algonckich” i towarzyszących im łupków, jak i też w zespole skał ordowicko-sylurskich, najstarszej reliktowej generacji fałdów wykazujących uderzające analogie do struktur etapu fałdowego z Janowic Wielkich. Potwierdzenie powyższych przypuszczeń lub ich zaprzeczenie mogłoby przynieść nowe systematyczne studium struktur tego regionu.

Dominujące na obszarze południowych Karkonoszy drobne struktury fałdowe o kierunkach osi E-W można w sposób dość pewny paralizować z zespołem strukturalnym generacji z Miedzianki ( $F_2$ ).

Struktury tego systemu zwane są przez M. Maškę (1954) lineacją główną, a przez J. Chaloupsky'ego (1965) osiami B. Charakter morfologiczny tych fałdów, sądząc z podanych przez M. Maškę opisów (*op. cit.*) oraz obserwacji własnych autora, jest podobny jak w przypadku



fałdów generacji z Miedzianki ( $F_2$ ). Wyraźne analogie wykazuje także orientacja przestrzenna porównywanych systemów drobnych struktur, świadcząc o ich identyczności. Fałdy lineacji głównej (*sensu* Maška 1954) wykazują między doliną Izery a doliną Łaby pochylenia pod niewielkimi kątami w kierunku wschodnim, bądź zachodnim. Na wschód od doliny Łaby struktury te pochylone są w kierunku wschodnim lub południowo-wschodnim stopniowo pod coraz to stromszymi kątami. Kąty pochylenia osi fałdów lineacji głównej w Górach Rychorskich przekraczają  $60^\circ$  (Maška 1954, tab. V). Odpowiadają one dość dokładnie orientacji struktur fałdowych etapu z Miedzianki w Grzbiecie Lasockim (fig. 20).

Struktury należące do lineacji głównej są wieku młodokaledońskiego (Maška 1954, Chaloupský 1965), co odpowiada hipotetycznemu wiekowi etapu fałdowego z Miedzianki. System fałdów o kierunkach E-W jest zarówno zdaniem M. Maški (1954), zwolennika koncepcji o jednolitości wiekowej zespołu skalnego południowych Karkonoszy, jak i J. Chaloupsky'ego (1965, 1963), zdecydowanego przeciwnika tego poglądu, w wymienionym obszarze deformacją największą.

Struktury etapu fałdowego z Rędzin ( $F_3$ ) znajdują swój odpowiednik w fałdach opisywanych przez M. Maškę (1954) pod nazwą lineacji sporadycznej, nawiązując do niej zarówno charakterem morfologicznym fałdów, jak i też kierunkami. Do lineacji sporadycznej M. Maški (*op. cit.*) oraz fałdów generacji z Rędzin ( $F_3$ ) nawiązują wyraźnie osie większych fałdów obserwowane przez K. Domečkę (1964) w Górach Rychorskich. M. Maška (*op. cit.*) określa wiek tej deformacji jako kaledoński późnokinematyczny lub hercyński. Pozostaje to w pełnej zgodności z poglądami autora na wiek etapu fałdowego z Rędzin, nawiązując również do poglądów H. Teisseyre'a (1964, 1967) na wiek lineacji  $B_2$  w Górach Kaczawskich. Struktury etapu fałdowego z Rędzin znajdują swój odpowiednik w innym jeszcze regionie południowej okrywy Karkonoszy oraz w Górach Jesztedzkich. Występują tam fałdy o kierunku NE-SW, charakterystycznym również dla struktur etapu fałdowego z Rędzin. Są one niewątpliwie hercyńskie (Chaloupský 1967). Deformacjom hercyńskim w Górach Jesztedzkich, zdaniem J. Chaloupsky'ego (*op. cit.*), towarzyszy słaby metamorfizm w facji łupków zielencowych, co również znajduje analogię na obszarze Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.

Jak wynika z powyższego zestawienia, wschodnią i południową część okrywy granitu Karkonoszy łączą bardzo wyraźne analogie,

pozwalające uznać, że oba obszary przeszły tę samą ewolucję strukturalną, wykazując identyczne następstwo faz deformacji o tym samym w przybliżeniu wieku. Tych bardzo wyraźnych podobieństw nie mogą podważyć dające się stwierdzić nikłe różnice między obydwoma regionami, a mianowicie: brak w Górach Rychorskich i południowych Karkonoszach odpowiednika etapu fałdowego z Wieściszowic oraz nie wyjaśniony charakter struktur reliktowych będących hipotetycznym odpowiednikiem struktur fałdowych etapu z Janowic Wielkich.

Sumując wnioski wypływające ze studium metamorfizmu i tektoniki wschodniej okrywy granitu Karkonoszy, autor opowiada się raczej po stronie tych badaczy, którzy wszystkie skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego uważają za kompleks jednolity tak pod względem wieku pierwotnego zespołu skalnego, jak i późniejszej jego historii tektonicznej i metamorficznej. Wiele przesłanek przemawia za tym, że pierwotna seria skalna była wieku ordowicko-sylurskiego (J. H. Teisseyre 1971), a główne ruchy i związany z nimi metamorfizm odpowiadały schyłkowym fazom orogenezy kaledońskiej (etap fałdowy z Janowic Wielkich i z Miedzianki), jak i też najstarszym fazom orogenezy hercyńskiej (etap fałdowy z Rędzin). Wiek ruchów etapu fałdowego z Wieściszowic pozostaje w dalszym ciągu niejasny, być może są to ruchy popermkie, w przybliżeniu jednoczesne z powstaniem lineacji  $B_3$  w Górach Kaczawskich.

Nie można jednak w sposób pewny wykluczyć możliwości, że grupa gnejsowa z Kowar reprezentuje starszy przedkaledoński zespół skalny, który został wciągnięty w strefę fałdowań młodokaledońsko-hercyńskich Sudetów Zachodnich, ulegając zupełnej przebudowie. Jest to stanowisko zbieżne z poglądami J. Chaloupsky'ego (1965). Procesy takie są znane z górotworów należących do różnych cykli orogenicznych. W wielu przypadkach prowadzą one do zatarcia pierwotnych niezgodności między zespołami skalnymi o różnym wieku (Ramsay 1963). Udowodnienie istniejących pierwotnie różnic między różnowiekowymi kompleksami bywa bardzo trudne nawet na drodze szczegółowych studiów petrograficznych i strukturalnych. Zdaniem cytowanego wyżej autora te ostatnie mogą mieć szczególnie doniosłe znaczenie, zwłaszcza gdy dotyczą partii przegubowych najstarszej z tych generacji fałdów, które są wspólne dla obu kompleksów. Badania takie w przypadku wschodniej okrywy granitu Karkonoszy musiałyby się łączyć z wykonaniem poszukiwawczych robót ziemnych na bardzo wielką skalę.

## POSŁOWIE

Przedstawiając niniejsze opracowanie monograficzne autor zdaje sobie sprawę, że jest ono w wielu punktach niekompletne. Również wyłożenie niektórych zagadnień nie jest być może dostatecznie jasne i dokładne. Spowodowane to jest w dużej mierze znacznym skomplikowaniem problematyki geologicznej regionu. Rudawy Janowickie i Lasocki Grzbiet należą do tych regionów Sudetów, w których skały sfałdowane i zmetamorfizowane pierwotnie najprawdopodobniej w czasie ruchów młodokaledońskich zostały w czasie orogenezy hercyńskiej bardzo silnie przebudowane oraz zmienione kontaktowo w stosunkowo szerokiej strefie.

Praca niniejsza zdaje się zamykać w sposób wyraźny pewien etap badawczy oparty głównie na pracach polowych z wykorzystaniem metod analizy strukturalnej i uzupełniony opracowaniem materiału metodami petrografii mikroskopowej. Wydaje się, że dalsza intensyfikacja prac badawczych metodami klasycznymi niewiele może się przyczynić do rozwiązania pewnych otwartych zagadnień. Obecny stan znajomości geologii Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego pozwala na sprecyzowanie metod, którymi można by rozwiązać niektóre przynajmniej zagadnienia.

1. Stratygrafia skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego oparta jest na obserwowanej w terenie sekwencji typów i odmian skalnych oraz korelacji z podobnymi regionami geologicznymi w sąsiedniej Czechosłowacji i ma na pewno charakter prowizoryczny. Porównując krytycznie różne schematy podziału skał metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego (Berg 1912; Schwarzbach 1943; Oberc 1960; Szałamacha 1959, 1968; J. H. Teisseyre 1968a, b, c, 1971) uznać należy, że możliwości dość niepewnej metody opartej na korelacji litologicznej są wyczerpane. Istotny postęp może przynieść bądź to uzyskanie dokumentacji paleontologicznej bądź też oznaczeń wieku metodami geochronologii bezwzględnej. Znaczne postępy jakie poczyniła ostatnio biostratygrafia metamorficznych zespołów skalnych w Sudetach roją nadzieje, że przy zastosowaniu odpowiednich technik preparatorskich możliwe będzie datowanie za pomocą tej metody interesującego nas kompleksu skalnego. W przypadku zastosowania jednej lub kilku metod geochronologii bezwzględnej niezbędna wydaje się stała kontrola petrografa dobrze wprowadzonego w problematykę polimetamorficznej genezy skał Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego, ze względu na szczególnie duże w powyższym przypadku możliwości fałszywej interpretacji otrzymanych wyników.

2. Badania petrograficzne w sposób bardzo szczegółowy udokumentowały najmłodsze pro-

cesy metamorficzne na zbadanym terenie. Fazy starsze znane są o wiele mniej szczegółowo, a pierwotny charakter dużej części skał metamorficznych jest niejasny. Istotny postęp w znajomości petrogenetyki przynieść mogą nie tyle nowe, szerzej prowadzone badania petrograficzne, ile odpowiednio zaprogramowane prace geochemiczne wraz z oznaczeniami mineralogicznymi i chemicznymi wybranych minerałów i skał. Wydaje się, że na tej drodze możliwe będzie rozstrzygnięcie pewnych problemów petrogenetycznych dotyczących głównie dwu zespołów skalnych: wulkanitów formacji z Leszczyńca oraz gnejsów kowarskich. Szczegółowe badania mineralogiczne pozwolą prawdopodobnie rozstrzygnąć wątpliwości dotyczące warunków fizycznych w czasie maksimum metamorfizmu regionalnego oraz charakteru wysokociśnieniowego zespołu mineralnego powstałego prawdopodobnie w czasie schyłkowym ruchów ( $F_2$ ).

3. Badania tektoniczne również pozostawiły wiele kwestii otwartych. Cztery wyróżnione etapy fałdowe zostały udokumentowane z różnym stopniem dokładności, a charakter etapu trzeciego i czwartego nie został dokładnie rozpoznany. W przypadku gdyby przyszłe badania wykazały, że czwarty etap nie ma charakteru samodzielnej fazy deformacji, mielibyśmy w Rudawach Janowickich i Lasockim Grzbiecie 3 fazy fałdowe. Istnieją też wątpliwości, czy etap fałdowy z Rędzin ( $F_3$ ) jest pojedynczą fazą deformacji czy też faktem nałożenia się dwu faz prawdopodobnie przebiegających w bardzo podobnych warunkach. W przypadkach skrajnych mielibyśmy bądź to trzy fazy deformacji (w przypadku, gdyby struktury czwartego etapu fałdowego okazały się nie związane z odrębną deformacją), bądź też pięć faz deformacji (w przypadku, gdyby okazało się, że struktury, których genezę wiązano z etapem trzecim, należą do dwu faz deformacji).

Otwartą kwestią pozostaje także wiek poszczególnych etapów fałdowych. Obserwacje nad dużymi otoczkami skał metamorficznych w kulmie wykazały obecność w tychże drobnych fałdów o charakterystycznych cechach morfologicznych dla pierwszego i drugiego etapu fałdowego. Można zatem stwierdzić, że wiek tych dwu faz fałdowych jest starszy od powstania zlepieńców kulmu.

Niektóre z powyższych wątpliwości rozstrzygnąć mogą nowe obserwacje strukturalne prowadzone dotychczasowymi metodami. Istotny postęp przynieść może dokładna korelacja obserwowanych struktur z obszarami przyległymi, a przede wszystkim rozwój badań nad stratygrafia metamorficznych zespołów skalnych zarówno na obszarze Rudaw Janowickich i

Grzbietu Lasockiego, jak też w regionach przyległych.

4. Skomplikowane i w wielu punktach nie zupełnie jasne stosunki tektoniczne badanego obszaru utrudniają w poważnym stopniu wprowadzenie odpowiedniej terminologii na oznaczenie poszczególnych generacji struktur. Porównanie obszaru badań z innymi regionami o podobnym charakterze pozwala stwierdzić, że komplikacje tego rodzaju spotykane są dość powszechnie w regionach metamorficznych.

Datowanie oraz określanie następstwa czasowego poszczególnych deformacji jest w przypadku stref metamorficznych utrudnione przez szereg przyczyn, z których najważniejszymi są: zbyt mało dokładna znajomość stratygrafii większości tych zespołów skalnych oraz wielofazowy charakter fałdowań. Pierwsza z powyższych przyczyn przekreśla możliwość datowania faz fałdowych zgodnie ze schematem Stillego, pomijając istotne zastrzeżenia, które koncepcje tego badacza nasuwają. Politektoniczny charakter większej części stref metamorficznych jest związany z ich lokalizacją w osiowych częściach geosynklin, gdzie ruchy górotwórcze zaznaczają się najwcześniej, a poszczególne ich fazy reprezentowane są w sposób najbardziej kompletny. A więc pozycja geotektoniczna w przypadku większości stref metamorficznych predestynuje ich politektoniczny rozwój. Drugim ważnym czynnikiem są własności teksturalne tych skał, ich bardzo wyraźna foliacja sprzyja rejestrowaniu w postaci drobnych struktur fałdowych naprężeń, które w innym środowisku skalnym doprowadziłyby raczej do powstania deformacji nieciągłych (uskoków spękań).

Interesujących przykładów dostarczają kaledonidy skandynawskie. Jest to górotwór, w którym przeważają metamorficzne zespoły skalne i w którym ruchy fałdowe zakończyły się w zedynie. Należące do intertidów wzmiankowanego górotworu synklinorium Trondheim wykazuje obecność 3—4 etapów fałdowych. Mniejszą liczbę faz fałdowych (2—3) obserwowano w strefie występowania facji Norland, należącej do eksternidów.

Znaczny stopień komplikacji strukturalnych stwarza istotne problemy zarówno w czasie zbierania pomiarów i obserwacji, jak i w trakcie ich syntetycznego opracowania. Stosowane dawniej w tym celu terminy opisowe zostały w ostatnich czasach wyparte przez oznaczenia oparte na schemacie wprowadzonym przez B. Sandera. Składają się one z litery określającej rodzaj struktury oraz z indeksu cyfrowego oznaczającego generację, z którą opisywana forma jest związana. W ostatnich czasach wielu geologów angielskich proponuje zaniechanie stosowania skrótów B na oznaczenie osi fałdów i innych struktur liniowych. Znajduje to swoje uzasadnienie w stwierdzonej przez Ramsaya (1967) niezgodności katowej pomiędzy osiami

większej części fałdów mezoskopowych a kierunkiem strukturalnym B. Bardziej uniwersalny jest skrót F (od ang. fold), bardzo powszechnie stosowany w najnowszej literaturze tektonicznej i to nie tylko na oznaczenie osi poszczególnych struktur fałdowych, ale jako skrótowy opis poszczególnych etapów fałdowych ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  itd.).

Używanie takiej symboliki może jednak prowadzić do nieścisłości i nieporozumień w przypadku, gdy koreluje się rozwój strukturalny terenów bardziej odległych bądź też sąsiadujących, ale o odmiennej historii tektonicznej, na co wskazał ostatnio J. Oberc (1971). Niemniej proponowana przez tego autora systematyka drobnych struktur, polegająca na przyporządkowaniu kolejnych generacji struktur do poszczególnych orogenez czy też faz górotwórczych w rozumieniu Stillego, wydaje się trudna do przyjęcia z przyczyn omówionych już wyżej.

Wybrana przez autora metoda postępowania polega na wprowadzeniu podwójnej terminologii. Schemat oparty na literowo-cyfrowych skrótach służy do przeprowadzenia korelacji lokalnej. Cytowanie skrótów zamiast pełnych nazw opisowych przyczynia się do znacznej kondensacji i lepszej czytelności tekstu. W celu korelacji regionalnej wprowadzono dla każdej generacji struktur fałdowych nazwę lokalną. Poszczególne generacje struktur nazwano etapami fałdowymi aby uniknąć terminu faza, zdefiniowanego już dawniej w sposób odmienny przez H. Stillego. Podobny system nomenklatury stosowany jest od kilku lat przez geologów anglosaskich, a w szczególności badaczy szkockich. Ci ostatni stosują go z powodzeniem przy przeprowadzaniu korelacji strukturalnej gnejsów lewizyjskich. Znaczna część tych skał występuje na archipelagu Hebrydów, gdzie przeprowadzenie korelacji tektonicznych pomiędzy poszczególnymi wyspami bywa dość utrudnione. Można zauważyć pewne analogie pomiędzy wspomnianym archipelagiem a Sudetami, gdzie poszczególne jednostki tektoniczne zbudowane z metamorfiku tworzą izolowane „wyspy” otoczone przez struktury młodsze. W chwili obecnej trudno przewidzieć czy schemat powyższy zostanie zaakceptowany i przyjmie się wśród geologów sudeckich.

Autor niniejszej pracy pragnąłby jednocześnie przestrzec przed ekstrapolowaniem lokalnego schematu następstwa ruchów fałdowych, wprowadzonego w niniejszej pracy na inne regiony metamorficzne Sudetów. Wprowadzone nazwy lokalne na cztery etapy fałdowe mają charakter tymczasowy i nie pretendują do miana tektotypów dla całego metamorfiku Sudetów. Wprowadzenie takich tektotypów oraz ustalenie następstwa deformacji jest zadaniem na przyszłość w momencie, gdy korelacja tektoniczna głównych metamorficznych jednostek tektonicznych będzie w Sudetach możliwa.

## L I T E R A T U R A

- ANSILEWSKI J., 1954: Keratofiry Gór Kaczawskich. The keratophyres of the Kaczawa Mts. *Arch. miner.* 18, z. 1.
- BARTH T. F. W., 1962: The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42.
- BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P., 1939: Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BEARTH P., 1962: Versuch einer Gliederung alpin-metamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. Min. u. Pet. Mitt.* Bd. 42, H. 1.
- BEDERKE E., 1923: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Fortschr. der Geol. und Paleont.* H. 7.
- BEDERKE E., 1939: Die Kaledonische Gebirgsbildung in Mitteleuropa. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 91.
- BEDERKE E., 1956: Die Granitgenerationen des Riesengebirges. *Geotekt. Symposium zu Ehren von H. Stille.* Stuttgart.
- BERG G., 1902: Die Magnetisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 23.
- BERG G., 1908: Über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Schmiedeberg und Tschöpsdorf im Jahre 1908. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 29.
- BERG G., 1910: Die Entstehung der Orthogneise. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 62.
- BERG G., 1912: Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.* N. F. 68.
- BERG G., 1913: Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten. *Festschr. 12 Allg. Dtsch. Bergmannstag Breslau.*
- BERG G., 1923: Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.* N. F. 94.
- BERG G., 1934: Natur und Lagerungsverhältnisse des Quarzitschiefers von Kupferberg (Schles.) *Tschermak's. Mitt.* N. F. 46.
- BERG G., 1936: Die Eisenerzlagerstätten von Schmiedeberg im Riesengebirge. *Z. prakt. Geol.* 44.
- BERG G., 1938: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Kupferberg. II Auf. *Preuss. Geol. Landesanst.*
- BERG G., 1941: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf. II Aufl. Reichstelle f. Bodenforsch.
- BLOCK W., 1938: Das Altpaläozoikum des östlichen Bober-Katzbachgebirges. *Geotekt. Forsch.* 2. Berlin.
- BORKOWSKA M., 1963: Étude des feldspaths potassiques du massif granitique de Karkonosze (Sudètes, Pologne). *Bull. Soc. franc. Minér. Cristal.*, t. 86, nr 2.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica*, vol. 2.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K-A) granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute age determination (K-A) of the Lower Silesian granitoid Rocks. *Kwart. geol.*, z. 1.
- BOWES D. R., 1968: An orogenic interpretation of the Levisian of Scotland. *Int. Geol. Cong. Rep. o. XXIII Sess. Sec. 4. Czechoslovakia.*
- BRAUSE H., 1965: Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpaläozoikum der Góry Kaczawskie. *Geol. Jahrg.* 14, H. 2.
- BUCH L. V., 1812: Entwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien — geognostische Beobachtung auf Reisen durch Deutschland und Italien. Berlin.
- BUDOWA geologiczna Polski, 1968. Praca zbiorowa. T. I. Prekambr i paleozoik cz. 1.
- CHALOUPSKÝ J., 1958: Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnici. Geologisch-petrographische Verhältnisse im Isertal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnice (Riesengebirge). *Sb. Ústř. Úst. Geol.*, R. 24.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty v krkonošském krystaliniku. Die Konglomerate im Kristallin der Krkonoše. *Sb. Ústř. Úst. Geol.*, R. 28.
- CHALOUPSKÝ J., 1965: Metamorphic development of the Krkonoše crystalline complex. *Krystalinikum* 3. Praha.
- CHALOUPSKÝ J., FEDIUK F., 1967: Geology of the western and north-eastern part of the Meråker area. *Norges Geol. Undersök.*, nr 245.
- CHAYES F., 1956: Petrographic modal analysis. New York.
- CHLUPÁČ J., 1953: Nález graptolitů v metamorfovaném siluru u Železného Brodu v Podkrkonoší. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, R. 28.
- CLOOS H., 1922: Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.
- CLOOS H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.
- CLOOS E., 1946: Lineation a critical review and annotated bibliography. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, vol. 18.
- DAHLGRÜN F., 1934: Zur Altersdeutung des Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 86.
- DICTIONARY of Geological Terms, 1962: (Amer. Geol. Inst.). New York.
- DENNIS J. G., 1967: International tectonic dictionary (English terminology). *Int. Geol. Cong. Mem.* 7 Comm. f. t. Geol. Map o. t. World. Tulsa.
- DOMECKA K., 1964: Zpráva o geologickém mapování rýchorského krystalinika. *Zpr. o geol. vyzk.* v r. 1964. — Ústř. Úst. Geol.
- DOMECKA K., 1969: Alkalické žilné horniny jihovýchodní části krkonošského krystalinika. Alkaline dyke rocks in the South — East Part of the Giant Mts. Crystalline Complex. *Opera Cortonica* 6:7—12.
- DOMECKA K., 1970: Předvariské granitoidy Západních Sudet. Pre — Variscan granitoids of the West Sudeten. *Sb. Geol. Ved., Geol.*, vs. 18.
- DUDEK A., FEDIUK F., 1955: Zpráva o výzkumu krystalinika Rýchor (vychodní Krkonoše). Note sur l'étude du Cristallin des Rychory à l'extrémité orientale des Monts Géants. *Zpr. o geol. vyzk.* v r. 1954. Ústř. Úst. Geol.
- DZIEDZIC K., 1960: Niektóre problemy geologiczne związane z kulkową ostrogą Jabłowa (Sudety srodkowe). Quelques problèmes géologiques liés avec le promontoire de Culm de Jabłów (Sudètes Moyens). *Acta geol. pol.*, vol. 10, nr 3.
- EIN VORSCHLAG zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. Ein Symposium. 1962. *N. Jb. Miner. Monatshefte*, h. 7/8.
- FEDIUK F., 1953: Geologicko-petrografické pomery v údolí Jizery mezi Spalovem a Bituchovem (Železnobrodsko). The geological and petrographical conditions in the valley of the Jizera between Spalov and Bituchov. *Sb. Ústř. Úst. Geol.*, R. 20.
- FEDIUK F., 1958: Staropaleozoické bazické vulkanity v Rýchorských Horách. Die altpaläozoischen basischen Vulkanite in Rychorskie Hory (Rehborn östl. Riesengebirge). *Prace Kraj. Musea v Hradci Kral.*, A. I, f. 2—5.
- FEDIUK F., 1962: Vulkanity Železnobrodského krystalinika. Volcanic rocks of the Železný Brod metamorphic Region. *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.* 29.
- FYFE W. S., TURNER F. J., 1966: Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contributions to Min. and Petr.*, vol. 12, nr 4.

- FYSON W. K., 1971: Foll attitudes in metamorphic rocks. *An. Journ. of Sci.*, vol. 270, nr 5.
- GEOLOGIA regionalna Polski, 1957, t. 3. Sudety.
- GIERWIELANIEC J., 1956: Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. *Inst. Geol., Biul.* nr 106.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural researches in the boundary area between Kaczawa Mts. and the Izera Region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 14, nr 3.
- GROCHOLSKI A., 1960: Uwagi na temat budowy geologicznej zachodniej okolicy Wałbrzycha. Notes on geological structure of Western Region of Wałbrzych. *Kwart. geol.*, z. 3.
- GUNIA T., 1967: Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. Cambrotrypa (Tabulata) from metamorphic rocks of the Western Sudetes. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, t. 37, s. 3.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA J., 1964: Silurian Anthozoa localized in the metamorphic of the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 12, nr 4.
- GUNIA T., WOJCIECHOWSKA J., 1971: Zagadnienie wieku wapieni i fyllitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). On the age of limestones and phyllites from Mały Bożków (Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. V.
- GÜRICH A., 1882: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. *Z. Dtsch. Geol. Gesel.*, 34.
- HAVLIČEK V., ŠNAJDR M., 1955: Některé problémy paleogeografie středoevropského ordoviku. Some problems of the paleogeography of the central Bohemian Ordovician. *Sb. Ústř. Úst. Geol.*, 21.
- INTERNATIONAL Subcommission on Stratigraphic Terminology, 1961: Stratigraphic classification and terminology Intern. Geol. Rep. 21 Sess. Norden 1960. Kopenhaga.
- JAEGER H., 1963: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. *Ber. Geol. Ges.*, Bd. 8, H. 5/6. Berlin.
- JAROSZEWSKI W., 1963: Przyczynek do polskiej terminologii geologicznej. Contribution to the Polish tectonic nomenclature. *Prz. geol.*, nr 2.
- JAROSZEWSKI W., 1972: W sprawie klasyfikacji i nazewnictwa uskoku. On nomenclature and classification of faults. *Prz. geol.*, nr 1.
- JASKÓLSKI S., 1961: Versuch einer Klärung des Entstehens der in Wieściszowice (Niederschlesien) vorkommenden pyritischen Schiefer. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 9, nr 4.
- JASKÓLSKI S., 1964: Złoże łupków pirytowych w Wieściszowicach na Dolnym Śląsku i próba wyświelenia jego genezy. On the origin of pyrite schists at Wieściszowice (Lower Silesia). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 34, z. 1—2.
- JELIŃSKI A., LIS J., PRZENIOSŁO S., 1965: Uwagi o północnym kontakcie granitu karkonoskiego na zachód od Szklarskiej Poręby. Remarks on Northern Contact of the Karkonosze Granite to the West of Szklarska Poręba. *Inst. Geol., Biul.* nr 170.
- JERZMAŃSKI J., 1955: Nowe stanowisko graptolitów w Górach Kaczawskich. The new locality of graptolites in the Góry Kaczawskie (Katzbachgebirge). *Inst. Geol., Biul.* nr 95.
- 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.* nr 185.
- JERZMAŃSKI J., 1967: Zagadnienie złóż polimetalicznych Gór Kaczawskich. Polymetallic ore deposits of the Kaczawa Mts. Przewodnik XL Zjazdu PTG.
- JUSKOWIAK O., 1967: Glaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego. Glaucofanite metamorphic facies in the eastern border of the plutonic intrusion of Jelenia Góra (Lower Silesia). *Kwart. geol.*, z. 1.
- KLEMM G., 1930: Untersuchungen über die Nebengesteine der Erzlagerstätten von Kupferberg im Riesengebirge. *Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt* 5.
- KLOMINSKY J., 1969: Krkonoško-jizerský granitoidní masiv. Das granitoide Massiv von Krkonoše und Jizerskie Hory. *Sb. geol. věd, Rada G.* 15.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948a: Zpráva o geologickém mapování Krkonoš. Compte rendu des levées géologiques exécutées dans les Krkonoše (Monts Géants). *Věstn. St. Geol. Úst.* 23.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948b: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských Hor. The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerske Hory. *Sb. St. Geol. Úst.* 15.
- KODYM O., SVOBODA J., 1949a: Zpráva o geologických výzkumach v Rychorech. Compte rendu des levées géologiques exécutées dans les Rychory. *Věstn. St. Geol. Úst.* 24.
- KODYM O., SVOBODA J., 1949b: Zpráva o detailním geologickém mapování v Krkonoších. Compte rendu des levées géologiques détaillées exécutées dans les Monts — Géants. *Věstn. St. Geol. Úst.* 24.
- KODYM O., SVOBODA J., 1951: Zpráva druhá o detailním geologickém mapování v Krkonoších. Deuxième compte rendu des levées géologiques détaillées dans les Monts — Géants. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.* 26.
- KOLICHA J., 1929: Svrchní devon v pohoří Ještědském. Le Dévonien supérieur dans les Montagnes de Ještěd. *Věstn. St. Geol. Úst.* 5.
- KOZŁOWSKI S., 1963: Geologia wulkanitów permjskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). The geology of Permian volcanites in the central part of the Inner Sudetic Basin (Lower Silesia). *Pr. geol.* 14.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1968: Geologia dynamiczna. Warszawa.
- LEPSIUS R., 1913: Geologie von Deutschland (Schlesien und die Sudeten). T. 1. Leipzig.
- MAŠKA M., 1950: Zpráva o geologickém mapování v oblasti východních Krkonoš. Compte rendu des levées géologiques des les Monts-Géants orientaux. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.* 25.
- MAŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika (Drobná tektonika Krkonoš). *Knihovna Ústř. Úst. Geol.* 27.
- MEHNERT K. R., 1962: Zur Systematik der Migmatite. *Krystalinikum I.* Praha.
- MIERZEJEWSKI M., 1966: On the Tectonic Evolution of the Karkonosze Granite (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. XIV, nr 3.
- MIERZEJEWSKI M., 1971: Possibilities of determination of the course of granitic magma intrusions exemplified on the Karkonosze Granite in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. d. 1. terre*, Vol. XIX, nr 1.
- MOCHNACKA K., 1966: Minerály polimetaliczne złoża w Kowarach (Dolny Śląsk). Ore minerals of the polymetallic deposits at Kowary (Lower Silesia). *Prace miner.* 4.
- MOCHNACKA K., 1967: Geologia złoża polimetalicznego w Kowarach (Dolny Śląsk). The geology of the polymetallic deposits at Kowary (Lower Silesia). *Prace geol.* 40.
- MÜLLER G., 1967: Sedimentary petrology. Part. I. Methods in sedimentary petrology. Stuttgart.
- NAREBSKI W., 1968: Geochemistry and the problem of Origin of Metabasite Rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (Eastern Karkonosze). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 16, nr 1.
- NAREBSKI W., TEISSEYRE J. H., 1971: On the petrogenesis of the Paczyn Gneisses in the West Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. d. 1. terre*, vol. XIX, nr 4.
- NIGGLI E., NIGGLI C. R., 1965: Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen me-

- tomorfose in den Schweizer Alpen. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 58, nr 1.
- NIELUBOWICZ R., 1958: Problem złoża łupków piritonowych w Wieściszowicach. Pyriteous shale deposits at Wieściszowice. *Prz. gór.*, t. 14(45), nr 10.
- NIELUBOWICZ R., JASKÓLSKI S., 1957: Materiały do poznania złoża łupków piritowych w Wieściszowicach i do jego genezy. Materials to the knowledge of pyrite shales deposits in Wieściszowice (Lower Silesia) and their origin. *Prz. geol.* 7.
- NOWAKOWSKI A., 1968: Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. Permian volcanites of the Suche Mts. in the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- NOWAKOWSKI A., TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE H., 1967: An unknown trachyte neck in the Culm of Chwaliszów (Middle Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 15, nr 3.
- OBERC-DZIEDZIC T., 1966: Kontakt krystaliniku izerckiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza. Contact of the Izer Mts. crystalline massiv with the Kaczawa Mts. Paleozoic in the region of Lubomierz. *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
- OBERC J., 1960: Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonics and their position in the Sudeten structure. *Acta geol. pol.*, vol. 10, z. 1.
- OBERC J., 1961: An outline of the geology of the Karkonosze Izer Block. *Zesz. nauk. UW*, t. IV, ser. B, nr 8.
- OBERC J., 1964: Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów warczyjsko-laramijskich. Main Sudetic diagonal dislocation and its significance for position of the Variscian and Laramide synclinoria. *Kwart. geol.*, t. 8, z. 3.
- OBERC J., 1966a: Górótwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. The Early-Assyntic orogene in Lower Silesia. *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
- OBERC J., 1966b: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. *Inst. Geol., Biul.* nr 47.
- OBERC J., 1967: Geologia i surowce bloku Karkonosko-Izerskiego. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts. — Izer Mts. Block. Przewodnik XL Zjazdu PTG.
- OBERC J., 1971: Repery tektoniczne rozwoju prekambriu Dolnego Śląska. Guide points in the tectonic development of Lower Silesia. *Kwart. geol.*, t. 15, z. 1.
- PABST A., 1931: „Pressure shadows”, ... in rocks. *Amer. Miner.* 16.
- PERNER J., 1919: Silur v Krkonoších. *Cas. Mus. kral. ces. odd. přírodov.* 43.
- PETRASCHEK W. E., 1938: Zur Alberbestimmung des variszischen Vulkanismus in Schlesien. *Zeitsch. d.d. Geol. Ges.* 90.
- PETRASCHEK W. E., 1943: Einige Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. *Geol. Rdsch.*, Bd. 34, H. 1.
- PROKOP F., 1950: Zpráva o geologickém mapování v Krkonoších. Compte rendu des levées géologiques dans les Monts-Géants. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.*, R. 25.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H., FOUL H., 1961: Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, vol. 26.
- REGIONALNI Geologie ČSSR, 1964: Dil. I, Česky masiv sv. 1. *Krystalinikum* (praca zbiorowa pod redakcją J. Svobody). Praha.
- RADWAŃSKI S., 1952a: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w północnej części niecki śródsudeckiej w roku 1948. Geological investigation in the northern part of the Intrasudetic Trough in 1948. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 21.
- RADWAŃSKI S., 1952b: Paleogeografia i sedimentacja kulmu północnej części niecki śródsudeckiej. Palaeogeography and sedimentation of the Culm in the northern part of the Intersudetic Basin. *Inst. Geol., Biul.* nr 79.
- RAMSAY J. G., 1963: The folding of angular unconformable sequences. *Journ. of Geol.* 71.
- RAMSAY J. G., 1967: Folding and fracturing of rocks. Mc Graw — Hill Book Company.
- RAST N., 1958: The metamorphic history of Schichal-lion complex, Perth — shire. *Trans. R. Soc. Edinb.*, vol. 63.
- RAUMER K. F., 1819: Das Gebirge Niederschlesiens der Grafschaft Glatz. — *Mag. d. Freunde d. Natur. u. Naturg.* Berlin.
- REGIONALNA Geologia Polski, 1957. T. III, z. 1. Kraków.
- RIMANN E., 1910: Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 31.
- ROBERTS D., 1968: The structural and metamorphic history of the Langstrand — Finfjord area Sörøy, Northern Norway. *Norges Geol. Undersök.*, nr 253.
- ROCCI G., JUTEAU Tb., 1968: Spilite — keratophyres et ophiolites; influence de la traverse d'un socle sialique sur le magmatisme initial. *Geol. en Mijnb.* 47(5).
- ROSENBUSCH H., Ossann A., 1937: Zasady nauki o skałach. Z. IV. Warszawa.
- ROTH J., 1867: Erläuterungen zur geologischen Karte von Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden. Berlin.
- SANDER B., 1970: An introduction of fabrics of geological bodies. Pergamon Press. Oxford, London, Edinburgh, New York.
- SCHIEFERDECKER A. A. G., 1959: Geological nomenclature. Royal Geol. a. Min. Soc. of Netherl. Gorinchem.
- SCHMUCK W., 1957: Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid. Sudeten fault in the Pilchowice area. *Acta geol. pol.*, vol. 7, z. 1.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober-Katzbachgebirges. *Jb. Schles. Ges. Vaterl. Kultur.* 113.
- SCHWARZBACH M., 1943: Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. *Geol. Rundschau*, Bd. 34.
- SCHWECKFELT C., 1600: Stirpium et fossillium Silaesia catalogus.
- SCHWINNER R., 1928: Schweremessungen und Gebirgsbau im Riesengebirge. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 49.
- SEDERHOLM J. J., 1923: On migmatites and associated Precambrian rocks of south-western Finland (1). *Bull. Com. Géol. Finlande.* 58.
- SEREDA-PORĘBSKA L., 1960: Gnejsy i amfibolity okolic Leszczyńca (na prawach rękopisu). Arch. Kat. Petr. Skał Kryst. UW.
- SITTER L. U. de, 1964: Structural geology. Londyn. New York, Toronto.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of the genetic classification of granitoids. *Studia Geol. Pol.*, vol. I.
- SMULIKOWSKI K., KOZŁOWSKI R., 1934: Les roches éruptives des Andes de Bolivie (Etude micrographique). *Arch. miner.* 10.
- SMULIKOWSKI W., 1966: Some geological observations concerning the Eastern Part of the Izer Gneiss Complex (West Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 14, nr 4.
- SMULIKOWSKI W., 1972: Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karko-

- noszy. Petrogenetical and structural problems of the northern mantle of the Karkonosze Granite. *Geol. Sudetica*, vol. VI.
- STASZCI S., 1815: O ziemiurodztwie Karpatow i innych gor i rownin Polski. Warszawa 1955.
- SVOBODA J., 1955: Vápence Krkonoš a Jizerských Hor. Die Kalksteine des Riesen- und Izergebirges. *Geotechnica*, R. 21.
- SVOBODA J., 1956: Příspěvek k paleogeografii siluru v českém masivu. A contribution to the paleogeography of the Silurian in the massif of Bohemia. *Věstn. Ústř. Úst. Geol.*, R. 31.
- SVOBODA J., 1962: Beitrag zur Lithologie und Paläogeographie der Silur und Devonablagerungen in Böhmischem Massiv. 2 Internationale Arbeitstagung ü. die Silur/Devon grenze und Stratigraphie von Silur Devon, Bonn, Bruxelles. E. Scheizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1960, Stuttgart.
- SZALAMACHA M., 1967: Petrografia i tektonika bloku izerskiego oraz petrografia granitu Karkonoszy. Petrography and tectonics of the Izer Mts. Block and petrography of the Karkonosze Granite. Przewodnik XL Zjazdu PTG.
- SZALAMACHA M., SZALAMACHA J., 1958: Uwagi o metamorfioze serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirow (Sudeten). *Prz. geol.*, nr 8—9.
- SZALAMACHA M., SZALAMACHA J., 1960: Der geologische Aufbau des südöstlichen Teiles der Hülle des Karkonosze Granites. Excursion 1 führer. Inst. Geol. Warszawa.
- SZALAMACHA M., SZALAMACHA J., 1967: Seria Niedamirowa w świetle nowego strukturalnego podziału wschodniej części okrywy granitu karkonoskiego. The Niedamirow Series in the light of a new structural subdivision of the eastern part of the Karkonosze Granite Cover. *Kwart. geol.*, z. 2.
- SZALAMACHA M., SZALAMACHA J., 1968: Serie metamorficzne bloku Karkonosko-Izerskiego. The metamorphic series of the Karkonosze Izerskie Mountains Block. *Inst. Geol.*, Biul. nr 222.
- TASLER R., 1950: Zpráva o geologickém mapování ve východní oblasti Krkonoš. *Věst. Geol. Úst. CSR.*, R. 25.
- TEISSEYRE A. K., 1966a: Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 14, nr 3.
- TEISSEYRE A. K., 1966b: Dolnokarboński wulkanizm w NE części niecki śródsudeckiej. On the Lower Carboniferous volcanism of the Intrasudetic Basin: new data about eruptive and pyroclastic rocks. *Acta geol. pol.*, vol. 16, z. 4.
- TEISSEYRE A. K., 1968: Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin. Sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TEISSEYRE A. K., 1971: Charakterystyka sedimentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Sedimentology of the kulm of Ciechanowice and the paleogeography of the Lower Kulm of the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, vol. V.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J. H., 1969: Faulting and sedimentation on the North-Western Margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 17, nr 1.
- TEISSEYRE H., 1956a: Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna. Świebodzić depression as geological unit. *Inst. Geol.*, Biul. nr 106.
- TEISSEYRE H., 1956b: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding. *Prz. geol.*, nr 3.
- TEISSEYRE H., 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych. Sedimentation, paleogeography and tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudetes. *Kwart. geol.*, t. 2, nr 3.
- TEISSEYRE H., 1959a: Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. *Freiber. Forschungs. C* 57.
- TEISSEYRE H., 1959b: Zu dem Problem der Diskordanz zwischen den Waldenburger Schichten und dem Kulm in der Innersudetische Mulde. *Geologie Jg.* 8, H. 1.
- TEISSEYRE H., 1961: On the problem of Unconformity between the Lower and Upper Carboniferous in the Middle Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 9, nr 1.
- TEISSEYRE H., 1963: Siodło Bolków Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledoniskiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków — Wojcieszów anticline, as a representative Caledonian structure in the Western Sudetes. *Pr. Inst., Geol.*, t. 30, cz. IV.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta geol. pol.*, vol. 14, nr 4.
- TEISSEYRE H., 1967: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. Przewodnik XL Zjazdu PTG.
- TEISSEYRE H., 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TEISSEYRE H., 1971: Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Structural analysis in the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 41, z. 1.
- TEISSEYRE J. H., 1964: Perydotyt hornblendowy z Janowic Wielkich (Sudety Zachodnie). Hornblende peridotite from Janowice Wielkie (Western Sudetes). *Arch. miner.* 24.
- TEISSEYRE J. H., 1968a: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka Region (Western Sudetes). *Geol. Sudetica*, vol. IV.
- TEISSEYRE J. H., 1968b: On the Old-Paleozoic initial volcanism in the West Sudetes. *Acta geol. pol.*, vol. XVIII, nr 1.
- TEISSEYRE J. H., 1968c: On the age and petrogenesis of metavolcanic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Ridge. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, vol. 16, nr 1.
- TEISSEYRE J. H., 1971: O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. On the age and sequence of beds in the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie range and Lasocki Ridge. *Geol. Sudetica*, vol. V.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960: Igneous and metamorphic petrology. New York — Toronto — London.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic tectonites. New York.
- VOLKMAN G. A., 1720: Silesia subterranea. Lipsk.
- WATZNAUER A., 1934: Obersilurische Graptoliten aus dem Jeschkengebirge. Fingernwald 7.
- WATZNAUER A., 1939: Stratigraphie und Tektonik der Kristallinen Schiefer des südlichen Riesengebirges. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 91.
- WATZNAUER A., 1953: Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. *Geologie*, Bd. 2, R. 5.
- WEBSKY M., 1853: Über die geognostischen Verhältnisse der Erzlagerstätten von Kupferberg und Ruedelstadt in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 5.

- WEBSKY M., 1870: Die Erzführung der Kupferberg Rudelstädter Erzlagerstätten. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 22.
- WEDDING H., 1859: Die Magneteisensteine von Schmiedeberg. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 11.
- WEGMANN E., 1932: Note sur le boudinage. *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 5, t. II.
- WEISS L. E., 1959: Structural analysis of the basement system at Turoka, Kenya. *Overseas Geol. and Min. Res.* 7.
- WENK E., 1963: Zur Definition von Schiefer und Gneiss. *N. Jb. Miner., Monatshefte* 5.
- WILSON G., 1961: The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologists in the field. *Soc. Geol. Belg. Bull.*, t. 84b, nr 9.
- WINKLER H. G. F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York.
- WOJCIECHOWSKA I., 1966: Budowa geologiczna metamorfiku dorzecza Ścinawki Kłodzkiej. Geology of the metamorphic massif in the basin of the Ścinawka Kłodzka. *Geol. Sudetica*, vol. II.
- ZIENIUK A., 1960: Łupki krystaliczne i amfibolity okolic Janowic Wielkich (rękopis pracy magisterskiej). Arch. Kat. Petr. Skał Krystalicznych UW.
- ZIMNOCH E., 1958: Złoże rud żelaza kopalni „Wolność” w Kowarach. Iron ore deposit in the „Wolność” — mine at Kowary — Sudeten. *Prz. geol.*, nr 12.
- ZIMNOCH E., 1967: Zmetamorfizowane złoża rud żelaza w Sudetach na tle innych złóż tego typu. Gites métamorphisés des minerais de fer dans les Sudètes comparés au point de vue de structure aux autres gisements analogues. *Geol. Sudetica*, vol. III.
- ŻAK C., 1958: Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej. Structure and development of the western limb of the Intrasudetic Basin. *Inst. Geol., Biul.* nr 129.

SPIS WYKORZYSTANYCH MAP  
GEOLOGICZNYCH

- BERG G., 1940: Geologische Karte des Deutschen Reiches Blatt Kupferberg II Aufl. Reichstelle f. Bodenforsch. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1940: Geologische Karte des Deutschen Reiches. Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf II Aufl. Reichstelle f. Bodenforsch. Berlin.
- BEYRICH, ROSE, ROTH, RUNGE, 1867: Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge. Berlin.
- GEOLOGICKA Mapa ČSSR, 1964: Mapa předčtyrtohornich útvaru 1 : 200 000. Listek M-33-XVI Hradec Kralove, red. L. Cepek. Listek M-33-X Liberec, red. J. Svoboda. Ústr. Geol. Úřad. Praha.
- GEOLOGICKA Mapa Krkonoškeho Narodniho Parku, 1968: Red. J. Chaloupský, J. Sekyry, R. Taslera.
- KODYM O., SVOBODA J., PROKOP F., 1947: Geologická Mapa Krkonoš a Jizerských Hor. Załącznik do pracy M. Maški 1954.
- MAPA GEOLOGICZNA regionu dolnośląskiego, 1968: Opracowanie zbiorowe pod kierownictwem L. Sawickiego. Inst. Geol. Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M., BARANOWSKI S., 1968: Mapa geologiczna bloku Karkonoszy (na prawach rękopisu).
- VINOGRADOV A., 1954: Mapa stropu plutonu granitowego Karkonoszy między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem (na prawach rękopisu). Arch. Przeds. R 1 Kowary.



## METAMORPHIC ROCKS OF THE RUDAWY JANOWICKIE AND LASOCKI GRZBIET RANGES

### INTRODUCTION

This paper is a summarizing report of the studies carried out by the present author in the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet area. The two mountain ranges, of moderate elevation, belong to the Western Sudeten Mountains (see Fig. 1). The central parts of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges are built of epi- to mesozonal metamorphic rocks, while coarse clastic Carboniferous deposits are reported from the eastern slopes of the two ranges. On the western slopes and partly in the central ridge of Rudawy Janowickie there occur granitoids belonging to the Karkonosze granitic pluton (see Fig. 2).

Up till the recent time the paper by G. Berg (1912) has been of major significance for the geological knowledge of the area discussed. Of the more recent papers the following ones should be mentioned: J. Oberc (1960, 1961), M. & J. Szałamacha (1958, 1967, 1968) as well as the present author (J. H. Teisseyre 1964, 1968a, b, c, 1971).

The metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges belong to a major structural unit called the Karkonosze Block (Cloos 1922, 1924; H. Teisseyre in Regionalna Geologia Polski, 1957). This unit is built of a Hercynian granite pluton (absolute age about 300 m. y. — Przewłocki et al. 1961, Borucki 1966) in the east, south, west and north-west surrounded by a mantle of metamorphic rocks. The Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges are the easternmost parts of the metamorphic belt. The metamorphic rock assemblage of the Karkonosze Block is rather heterogenous, its main rock type being gneisses of unrecognized age, metasediments, and metavolcanites of Ordovician Silurian age. The local occurrence of epimetamorphic Upper Devonian and lowermost Lower Carboniferous rocks from the Ještěd Mountains has been reported by J. Chaloupský (1964).

Opinions on the age of the metamorphic rocks differ considerably and also the classification schemes applied show serious divergencies. The evolution of these opinions is demonstrated by a series of maps on Fig. 3. For the Miedzianka region the present author (comp. J. H. Teisseyre 1968a) established a different classification scheme for metamorphic rocks (Fig. 4), recently revised on the basis of comparative studies of equivalent rocks of Železný Brod and Rychorské Hory (J. H. Teisseyre 1971) (Fig. 5). In this new classification the rock units distinguished follow the rules given by the International Subcommittee on Stratigraphic Terminology (1961).

Following the new classification scheme the metamorphic assemblage of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet has been divided as follows:

Top Paczyn gneisses (cleaved trondhjemites and associated rocks) Acid and basic metavolcanites and metapyroclasts	}	Leszczyniec Volcanic Formation	}	
Upper striped amphibolites Upper mica schists (with leptynites or quartzites) Lower striped amphibolites (with marbles at the base) Lower mica schists (with graphitic quartzites at the base)	}	Czarnów Schist Formation	}	Rudawy Janowickie Group
Unconformity? stratigraphic correlation unknown Homophanic, and augen and laminated gneisses with minor intercalations of schists and rocks of Podgórze Ore-bearing Formation (marbles, lime-silicate rocks, hornfelses, schists with magnetite rocks intercalations)	}		}	Kowary Gneiss Group
Bottom	}		}	

In absence of marker fossils both the sequence and age of the metamorphic rocks studied have been established only roughly. The age of the underlying Kowary Gneiss Group is not clear. They could be Proterozoic or even older, or they could have been formed due to granitization of Ordovician — Silurian rocks in the course of Young Caledonian or Old Hercynian orogenic movements. According to the present author (comp. J. H. Teisseyre 1968b, c, 1971) the Rudawy Janowickie rocks are equivalent to the slightly metamorphosed uppermost Ordovician and Silurian of the southern Karkonosze Mountains and Rychorské Hory (Kodym & Svoboda 1948, 1949, 1950; Tasler 1950; Chlupač 1953; Dudek & Fediuk 1955; Fediuk 1957, 1958, 1962; Chaloupský 1958, 1963, 1965). Older maps and papers as well as recent

studies carried out by the present author confirm a considerable resemblance between the individual rock types as well as rock sequences in the three regions mentioned above.

Both the metamorphism and folding in the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet rocks are of polyphase character. Probably these processes were terminated prior to the deposition of the Culm (Berg 1912) accompanied by faulting which — with some interruptions — lasted till the Tertiary. These movements resulted in a local diaporesis and their youngest stages were of considerable morphogenetic significance. The rock sequence, petrology, and structure of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet metamorphic rocks are the main subject of this report.

## ROCK UNITS

### KOWARY GNEISS GROUP

This unit is built almost exclusively of gneisses in regional literature known as Kowary Gneisses. These are two-feldspar and two-mica rocks usually with a distinct predominance of biotite. The mineral composition of 12 typical rock samples is given in Tab. 2 (see Polish text). The present subdivision of the Kowary Gneisses into three main types is based mainly on structural features:

1. Homophanic gneisses (*sensu* Mehnert 1962) are comparatively scarce and they occur chiefly on the north-eastern slopes of the Rudnik Mountain (853 m.).

2. Laminated and augen gneisses are the most common rock type. There is a gradual transition between the both gneiss types. Owing to a considerable variability these gneiss varieties most often can neither be traced in the exposure nor plotted on the map. The coarse augen gneiss variety links the laminated and augen gneisses with the homophanic type. With the decreasing thickness of the laminae as well as with the decreasing grain size the laminated type grades into the finely laminated variety or into mica schists.

3. Finely laminated gneisses represent a transitional type between the gneisses and mica schists and they occur in the neighbourhood of schists intercalations and in the upper portion of the Kowary Gneiss Group.

Within the gneisses numerous intercalations of schists and other non-granitized rocks are observed, the major ones being shown on the map. Schist intercalations, often garnet-bearing, are most frequently reported. On the western slopes of the Rudnik Mountain and in the

Kowary Górne and Podgórze region the schists are accompanied by rocks belonging to the Ore-bearing Formation (marbles, lime-silicate rocks, hornfelses, and magnetite rocks).

### Nature of parental rocks and remarks on the sequence of rocks

It is hard to establish the petrographic character of the primary rock assemblage of the Kowary Gneiss Group. Besides the shales and mudstones transformed into mica schists this assemblage contained also carbonate rocks subsequently altered into marbles and lime-silicate rocks. A part of the latter — particularly rich in either detrital or pyroclastic silicates — was transformed into amphibolites. The primary assemblage was also likely to contain tuffs, tuffites, dykes or volcanites (possibly of keratophyric or rhyolitic character) due to metamorphism altered into leptite schists. Rocks similar to the leptite schists are known from the Izerskie Mountains (W. Smulikowski 1966, 1972). They also form intercalations in the Karkonosze gneisses<sup>1</sup> (comp. Chaloupský 1965). It is not possible to establish the primary character of rocks later altered into the Kowary gneisses. Because of the clearly selective character of the granitization processes it may be assumed that the primary rocks — as to their chemical and mineral composition — were closest to the granites and granodiorites, thus most probably they were greywackes. Neither the original character of the Kowary Group Gneisses nor the

<sup>1</sup> According to the Czech terminology — equivalents of Kowary gneisses.

succession of the lithological units can be more precisely established. The lithological succession (Fig. 6) is of „ghost stratigraphy” character. In the lithological profile relict bedding zones are separated by granitized rock assemblages. On the basis of the thickness of the rock members distinguished and their succession no conclusions can be drawn as to the primary succession or thicknesses of the individual rock members.

#### RUDAWY JANOWICKIE GROUP

In contrast to the Kowary gneisses this rock assemblage bears no distinct evidence of granitization. M. & J. Szałamacha (1959, 1960, 1961) summarily described the so called Niedamirów Series and the Leszczyniec Series, both classified by the present author into the Rudawy Janowickie Group. The term „Niedamirów Series” has been liberally given different meanings by M. & J. Szałamacha and by other workers and the type location for this unit has been incorrectly selected. For this reason the term Niedamirów Series should be abandoned and substituted by the term Czarnów Schists Formation (J. H. Teisseyre 1971). In the same paper the term Leszczyniec Series has been changed into Leszczyniec Volcanic Formation.

#### Czarnów Schists Formation

In the Czarnów Schists Formation there prevail mica schists interbedded by striped amphibolites, marbles, quartzites and leptinites (see Fig. 7). The lower contact between this formation and the Kowary Gneiss Group is nowhere exposed and consequently the stratigraphic relationship between these two groups is not clear. The upper contact is represented by a narrow transition zone between the upper striped amphibolites belonging to the Czarnów Schists Formation and albite amphibolites of the Leszczyniec Formation which can be observed in the northern part of Rudawy Janowickie. In the southern part of this mountain range an unconformity — probably due to thrust — can be noticed.

The Czarnów Schists Formation has been subdivided into four members. Following this division the individual members will be described from the lowermost one upwards. This scheme has been established on the basis of field observations in the northern and central part of Rudawy Janowickie. It can be adopted only roughly for the southern part of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges.

1. The lower mica schists with graphite quartzites at the bottom are the basal member of the Rudawy Janowickie group. In the southern part of the Lasocki Grzbiet range the mica schists pass into phyllites, while in the Ru-

dawy Janowickie range close to the contact with the Karkonosze granite they have been altered into hornfelses (Tab. 3 modal analyses in the Polish text). The graphite varieties along with the graphite quartzites are frequently observed in the lower part of this member (Tab. 3 modal analyses in the Polish text).

2. The lower striped amphibolites form a member embracing amphibole rocks of diversified mineral composition (biotite and pyroxene amphibolites, (see Tab. 4 modal analyses in the Polish text) as well as lime-silicate rocks (Tab. 4 modal analyses) and marbles. The latter, clearly dolomitic in the central part of Rudawy Janowickie, towards the south grade into calcite varieties. A striking structural feature of all the rock types of this member are the alternating laminae of contrasting mineral composition. In the Lasocki Grzbiet range, where the metamorphism was considerably weaker, the following equivalents can be found: feldspar amphibolites, chlorite-feldspar schists and chlorite-carbonate schists (Tab. 4 modal analyses see Polish text). They are accompanied by minor marble lenses built of calcite exclusively.

3. The upper mica schists with leptinites and quartzites. The lower striped amphibolites are followed by upper mica schists with quartzite and leptinite lenses (Tab. 4 modal analyses see Polish text). While in the Lasocki Grzbiet range schists clearly predominate, in the northern part of the Rudawy Janowickie range this member is built almost exclusively of leptinites. Also the so called Mała Upa gneisses (comp. Berg 1912) belong to this horizon.

4. The upper striped amphibolites represent the uppermost member of the Czarnów Schists Formation. This member is built of striped amphibolites bearing a close resemblance to the amphibolites known from the lower member. Marble intercalations however are lacking. In the upper and lower striped amphibolites laminae built of amphibole (actinolite and actinolite hornblende) and albite alternate with laminae composed mainly of silicates most often represented by pyroxenes of the diopside-salite series as well as by epidote. The last constituent is characteristic particularly of the upper striped amphibolites occurring in considerable distance from the contact with the Karkonosze granite. Laminae consisting of lime silicates disappear towards the top and consequently the striped amphibolites pass into the albite amphibolites typical of the overlying Leszczyniec Volcanic Formation and particularly of its lower part.

#### Leszczyniec Volcanic Formation

Structurally and possibly also stratigraphically the Leszczyniec Formation represents a unit higher than the Czarnów Formation. The

Leszczyniec Formation consists mainly of metamorphosed volcanic rocks and dykes accompanied by tuffs and tuffites (see Fig. 9). This unit embraces also the Paczyn Gneisses distinguished by G. Berg (1912). The Leszczyniec rocks of volcanic and subvolcanic origin as well as the altered dykes are accompanied by scarce intercalations of sedimentary rocks. On the basis of petrographic features this rock assemblage has been divided into three categories described below:

1. Massive or almost massive volcanites with structural relics. This assemblage embraces the following rock types: metadiabases (albite and saussurite varieties), metaspilites, metabasalts, quartz-free keratophyres and quartz keratophyres. Metadiabases, metaspilites, and quartz keratophyres are most common while the remaining rock types are of minor significance. Modal analyses of the typical samples of metavolcanites with relics are given in Tab. 5 (see Polish text).

2. Metavolcanites without relics (strongly cleaved) and the accompanying intercalations of metasediments. In this group the following varieties are distinguished: albite, epidote-albite, and zoisite amphibolites, prasinites, glaucophane schists, greenstones and greenschists, stilpnomelane schists, and chlorite-albite-quartz schists. A variety of the chlorite-albite-quartz schists, particularly rich in pyrite, is called the Wieściszowice pyrite-bearing schists (Berg 1913, 1938; Jaskólski 1961, 1964) and it was subject to mining.

The above greenschists form a gradual transition to chlorite-carbonate schists — a metamorphic product of basic tuffites with considerable carbonate admixture. Pure carbonate rocks are very rare and they have been reported from Przybkowice. The modal analyses of metavolcanites without relics are given in Tab. 6 (see Polish text).

3. Paczyn Gneisses. Following the definition by G. Berg (1912) this term applies to rocks built mainly of quartz and plagioclases, most often medium or coarse grained and of massive to gneissic structure. Usually potassium feldspar is lacking and only occasionally it occurs in relics. Its presence may be inferred from sericite pseudomorphs after this mineral. In the paper by W. Narebski and J. Teisseyre (1971) published recently the rock assemblage discussed has been subdivided as follows: a. Massive, fine-grained gneisses with best preserved original textures resembling some albite microgranites; b. Medium-grained laminated and augen gneisses with the chlorite and the hornblende variety. The last variety is closely related to the medium-grained quartz-bearing amphibolites (quartz-bearing metagabbros) reported from the Paczyn region; c. Cataclastic

gneisses rich in felsic constituents, particularly in quartz. In some regions these rocks alternate with metavolcanites (see Fig. 8). The mineral composition of the Paczyn Gneisses is given in Tab. 7 (see Polish text).

#### Petrographic character of parental rocks

The nature of the primary rock assemblage of the Rudawy Janowickie Group could be defined more precisely than the parental rocks of the Kowary Group. The lowest member of the Rudawy Janowickie Group — the lower mica schists with graphite quartzites — represent pelitic and silica deposits formed, at least during the initial depositional period, under the euxinite facies conditions. Their equivalents reported from Rychorské Hory, southern Karkonosze Mountains and Żelezny Brod area are regarded as the uppermost Ordovician and the lowermost Silurian. Their age has been determined by a number of workers (Perner 1919; Kolicha 1929; Chaloupský 1965) on the basis of planctonic and epiplanctonic fauna (graptolites). Upwards the schists with graphite quartzites are followed by coarser grained mica schists formed probably of aleurites and possibly partly of greywackes. The increase of the grain size in the original deposits and particularly the occurrence of carbonate rocks in the upper portion of the mica schists are indicative of a possible shallowing of the depositional basin. The carbonate rocks of the Rudawy Janowickie Group are likely to correspond to the Middle Silurian crystalline limestones of Rychorské Hory, southern Karkonosze Mountains, and Żelezny Brod area (Chlupač 1953). In the Rudawy Janowickie range the marbles are overlain by striped amphibolites corresponding to the feldspar amphibolites (term introduced by Berg in 1912), chlorite-feldspar schists, and chlorite-carbonate schists of the Lasocki Grzbiet range. The above rocks assemblage was formed probably of basic tuffites with carbonate intercalations. The striped amphibolites were separated into the upper and lower part by the upper mica schists, the origin of which is most probably similar to the origin of the mica schists of the lower part. However the leptynites accompanying the mica schists are a possible metamorphic product of tuffs of potassium-rich keratophyres. The above description indicates the rocks of tuffic origin to play a major role in the upper part of the Czarnów Formation, while dykes and volcanites, so typical of the Leszczyniec Formation, are lacking.

Due to numerous and well preserved original structures the nature of parental rocks of the Leszczyniec Volcanic Formation can be comparatively well established. This formation is built of veins, eruptives, partly tuffs and tuf-

fites, their composition corresponding to the basalt-spilite-keratophyre suite. However rocks that could have been formed of ultrabasic intrusions are lacking. The rock assemblage discussed corresponds to the geosynclinal volcanism of the Hercynian type (*sensu* Rocci & Juteau 1968). The Paczyn gneisses accompanying the volcanites show striking analogies mainly to the intermediate and acid members of the basalt-spilite-keratophyre suite (Narębski & J. H. Teisseyre 1971). In contrast to the keratophyres they crystallized under subvolcanic and hypabyssal conditions. The above findings support the old hypothesis by G. Berg (1912) on the magmatic origin of the Paczyn gneisses. Recent studies neither confirmed the opinions by K. Smulikowski (1953) and M. & J. Szałamacha on the migmatic nature of the rocks in question nor supported J. Oberc's (1960) hypothesis on their granitization-metasomatic origin. According to the present author the alternating of the Paczyn Gneisses with all kinds of metavolcanites of the Leszczyńiec Formation (clearly visible in Raszów quarry and railroad cut at Leszczyńiec) is due neither to metasomatic gra-

nitization nor to migmatic processes. It may be interpreted as a result of intrusion of trondhjemite veins into somewhat older, usually more basic, volcanites. To various extents the original relationships between these two rocks sequences have been affected by subsequent tectonic activity.

In the area examined the volcanic activity seems to be related to the subsequent rather than to the initial stage of the geosynclinal cycle. The metavolcanites of Żelezny Brod, southern Karkonosze mountains, and Rychorské Hory (Kodym & Svoboda 1948a and b, Chlupač 1953; Dudek & Fediuk 1955; Fediuk 1958, 1962; Chaloupský 1963, 1965) as well as greenstones, diabases, and „palaeorhyolitic schists” of the Kłodzko Metamorphic Region (Gunia & Wojciechowska 1964, 1971, Wojciechowska 1971) have a similar stratigraphic position. It seems very likely that the main volcanic phase coincided with the initial orogenic movements. Similar conditions prevailed during the geosynclinal in Scotland both in the Laxfordian (Bowers 1968) and in the Caledonian (Rast 1958) orogenies.

## STRUCTURE

Studies carried out so far imply a polyphase tectonic development of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet metamorphic rocks. Since the papers published by H. Cloos (1923, 1925) the majority of the workers (Schwarzbach 1943; J. Oberc 1960) assumed two main structural trends: one being WNW-ESE and the other almost perpendicular varying from N-S to NE-SW. The statistical diagrams, however, published by M. & J. Szałamacha (1967) revealed more complex relationships.

### MINOR STRUCTURES

Observations and measurements of minor tectonic structures were the main tool to study the structure of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet metamorphic rocks. These rocks show evidence of at least four folding phases. At the present state of knowledge the established succession of deformations can not be regarded as ultimate since a number of structures can not be classified into either of the four generations. For this reason, local names have been introduced for the four folding stages, symbols from  $(F_1)$  to  $(F_4)$  being simultaneously used for convenience. The numerical symbols may be used for the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges only, while local names should

be used to correlate the work areas with the adjacent regions.

### The $(F_1)$ folding phase of Janowice Wielkie

The oldest folding phase may be recognized due to the presence of relict isoclinal folds deforming the  $S_0$  primary bedding (Fig. 10). Both the gneissic structure and the foliation distinctly developed in metasediments are most probably related to this phase. In most cases these structures parallel to  $S_1$  axial planes of isoclinal folds are parallel or subparallel to the original bedding. Usually the  $L_1$  linear structures related to the oldest folding are affected by the effects of younger deformations.

Measurements of fold axes and linear structures related to the Janowice Wielkie folding phase are scarce and they are presented on one cumulative diagram (Fig. 19). As a result of younger deformations superimposed on the oldest folding the diagram shows a considerable dispersion of the axial directions.

In contrast to the measurements of the oldest generation the  $(F_2)$  and  $(F_3)$  generations provided a great number of measurements. To facilitate the studies of  $(F_2)$  and  $(F_3)$  structures the whole area has been divided into a number of subareas (Fig. 18).

### The ( $F_2$ ) folding phase of Miedzianka

Movements related to the ( $F_2$ ) stage produced folds of various styles (see Fig. 10, 11, 12, 13). The axial directions vary from E-W to ESE-WNW and they display a southern asymmetry. This type of folds prevails in the western part of Rudawy Janowickie where the ( $F_3$ ) structures play a subordinate role (comp. Fig. 20, 21, 22), while in the eastern part of Rudawy Janowickie structures of this generation were subject to strong deformations and effaced during younger folding. During the Miedzianka folding stage the direction of tectonic „transport” was N or NNE.

### The ( $F_3$ ) folding phase of Rędziny

The ( $F_3$ ) folding affected mainly the eastern part of the area which consists chiefly of metavolcanites of the Leszczyniec Formation. During this phase folds of very diversified nature were formed. These are predominantly open structures with fold closures accentuated by fractures. Only in finely laminated rocks (Wieściszowice schists) narrow and isoclinal folds are observed (see Fig. 14, 16). Due to the development of chevron type folds of triclinic symmetry (Comp. Ramsay 1967) the axis trends of the ( $F_3$ ) folds reveal two distinct maxima: one N-S, the other NE-SW (see Fig. 15, 22).

### The ( $F_4$ ) folding phase of Wieściszowice

The rare ( $F_4$ ) folds deformed the ( $F_3$ ) and ( $L_3$ ) structures as well as older generation folds (see Fig. 17). Folds belonging to the ( $F_4$ ) generation are exclusively open or gentle structures, their closures often being accentuated by fractures or microfaults. At the present state of knowledge of the work area and the adjacent regions neither the age nor the genetic relationship of structures belonging to the ( $F_4$ ) deformational stage can be ultimately established.

Observations in the Ołowiane Góry range (part of the Kaczawskie Metamorphic Region) which borders the Rudawy Janowickie area in the north, revealed close resemblance between these two areas. In the Ołowiane Góry range three fold generations have been distinguished and denominated [ $F_1$ ], [ $F_2$ ], and [ $F_3$ ] respectively. The [ $F_1$ ], [ $F_2$ ], and [ $F_3$ ] structures correspond to the folding phases of Janowice Wielkie, of Miedzianka, and of Rędziny respectively. In the Góry Ołowiane region no structural equivalents have been found of the folding stage of Wieściszowice. Similar analogies may be observed between the so called Przyb-

kowice element and the metamorphic rocks of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges (comp. Fig. 31, 32).

## MAJOR STRUCTURES

Folds. Considerable difficulties in reconstructing the major structures in the area examined stem from the following factors: 1) rough knowledge of the stratigraphy of the area; 2) lack of marker horizons in numerous monotonous rock assemblages (Kowary Gneiss Group, volcanites of the Leszczyniec Formation); 3) complex shapes of macrostructures due to several superimposed folding stages; 4) occurrence of aluvial and weathered material over considerably large areas. Consequently only in few areas major tectonic structures have been successfully reconstructed.

The relict macrostructures related to the ( $F_1$ ) folding can be observed in the outcrop pattern in the Miedzianka, Mniszków, and Orlina area (Fig. 24). Very clearly, particularly in the Mniszków area, these structures are deformed by ( $F_2$ ) folds. A big fold visible on the map of the Podgórze area and minor structures known from the vicinity of the Koszuta Mountain (827 m.) and south of this peak are related to the ( $F_2$ ) generation.

In contrast to the older generation folds the macroscopic folds of the ( $F_3$ ) Rędziny generation do not show clearly in the outcrop pattern, with the exception of the fold north of Wielka Kopa Mountain (871 m.) (comp. Figs. 25 and 26). The ( $F_3$ ) macroscopic folds are likely to occur in the Opawa and Niedamirów area. The reconstruction of these structures, however, is not possible at the present state of knowledge. In the area between Ogorzelec, Starocin, and Jarkowice the existence of major ( $F_3$ ) folds seems rather doubtful. The majority of observations indicate this region to be built of a number of blocks separated by a NE-SW high angle thrust fault system and by the a proximately perpendicular SN-SE wrench fault system (comp. Figs. 28 and 29). Most probably both fold systems developed during the ( $F_3$ ) folding. It seems that the ( $F_3$ ) folding is associated with the formation of the Rudawy Janowickie flexure. In the northern and probably southernmost (Opawa, Niedamirów) part of the area examined major folds related to the Rędziny phase are of megascopic nature, while in the Leszczyniec Jarkowice region there occur mainly inversion faults of the NE-SW system as well as the associated NW-SE faults.

No mesoscopic structures related to the ( $F_4$ ) folding phase of Wieściszowice are known. The axial planes of the ( $F_4$ ) folds are approximately parallel to the NW-SE wrench fault system. Since the latter is connected with the ( $F_3$ ) fold

system it seems likely that the Wieściszowice generation folds are a system derivative of the ( $F_3$ ) folding rather than a generation distinct as to the age and origin.

**Faults.** In the area examined the faults are grouped in several systems which can be clearly observed on the generalized geological map of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges (Fig. 5). Two dislocation systems have been already described in connection with the ( $F_3$ ) folding stage to which they are related. Besides the NE-SW inversion fault system and the NW-SE wrench faults at least two dislocation systems may be distinguished in the area examined: the E-W and the N-S systems. Major faults belonging to the E-W system are of gravitational character while the N-S faults predominating in the Kaczawskie Mountains (H. Teisseyre 1971) are less known in the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges. Their age, role and nature are not sufficiently clear.

The Main Intrasudetic Fault is of essential importance for the area discussed (Berg 1908, 1912; Oberc 1964; J. H. Teisseyre 1968a). In recent geological literature the occurrence and nature of this dislocation is the subject of vivid discussions (Gierwielaniec 1956; Gorczyca-Skała 1966; Oberc 1964; Oberc-Dziedzic 1966; M., J. Szalamacha 1968; Schmuck 1956; H. Teisseyre in *Geologia Regionalna Polski* 1967, 1971). In his latest paper W. Smulikowski (1972) reviews various concepts on the nature of the contact zone between the Izera Gneisses and the Kaczawa Metamorphic Region. In the opinion of some workers this boundary represents the transition zone without any disconformities while by other scientists the same boundary is regarded as the western portion of the Intrasudetic Fault. The existence of the Intrasudetic Fault in the area examined by the present author (between Radomierz and Ciechanowice) seems beyond any doubt. This fault embraces a number of NW-SE dislocation accompanied by minor faults of the E-W and N-S systems. The main Intrasudetic dislocation is of a fundamental scissor (Oberc 1964) or hinge (J. H. Teisseyre 1968a) ault type. As pointed out in one of my previous papers (J. H. Teisseyre 1964) the Janowice Wielkie ultrabasic intrusion is related to this dislocation.

#### METAMORPHISM

The metamorphic processes may be reviewed on the basis of the structural development and particularly on the basis of mineral blastesis versus the main stages of tectonic evolution of the area examined.

The ( $S_1$ ) foliation, in most cases accentuating the original bedding, is related to the old-

est ( $F_1$ ) deformation phase. No sufficient data exist on the conditions of the oldest metamorphic phases.

The successive stage of the progressive regional metamorphism commenced under static conditions and continued synkinematically with the first stage of the ( $F_2$ ) movements. During this phase the regional metamorphism attained its highest grade corresponding to the amphibole almandine facies (the Kowary Gneisses as well as the structurally deeper parts of the Rudawy Janowickie Group) down to the quartz-albite-epidote-almandine subfacies (the structurally higher parts of the Rudawy Janowickie Group). This phase, accompanied by intense metasomatic and granitization processes, was of special significance for the Kowary Gneisses. The effects of this evolution phase proved irreversible and the gneisses were only slightly affected by later diaphrotic processes. On the other hand the effects of deep metamorphic processes connected with the static phase and the early stages of the ( $F_2$ ) movements in the Rudawy Janowickie rocks were effaced by younger diaphoresis.

Diaphoresis is also related to the late stages of the ( $F_2$ ) folding accompanied by the formation of ( $F_2$ ) fracture cleavage. The mineral assemblage formed at that time implies comparatively high stress and low temperatures (albite-epidote-stilpnomelane-blue hornblende, occasionally glaucophane). Most probably conditions prevailing during this metamorphic phase corresponded to the greenschist-lawsonite-glaucophane-jadeite facies boundary. Only relics of minerals characteristic of this metamorphic evolution stage — stilpnomelane, blue hornblende, glaucophane — were preserved. Their extents are shown on Fig. 33.

It seems that the original mineral associations characteristic of low temperatures and high pressures were widespread in the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet metamorphic rocks.

In the eastern part of Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet the mineral assemblage which was formed during the late phase of the ( $F_2$ ) movements was subsequently affected by diaphrotic alterations during the ( $F_3$ ) movements. Wherever the effect of the ( $F_3$ ) movements on the rock texture was strong the dark constituents were subject to chloritization and the saussuritization of plagioclases, initiated during the previous stage, became more intense. These processes produced mineral assemblages characteristic of the lower temperature subfacies of the greenstone facies. The metamorphic phase related to the Karkonosze granite intrusion had an essential bearing on the rocks of the western part of Rudawy Janowickie. This high temperature intrusion (about

620°C, Borkowska 1960) resulted in a thermal metamorphism of rocks within a fairly wide zone (Fig. 33). Conditions similar to the facies of cordierite hornfels with potassium feldspars recognized in the close-to-contact zones in the vicinity of Miedzianka and Mniszków are indicated by the co-occurrence of andalusite and potassium feldspar. Critical associations of the amphibolite-hornfels facies are of a far wider extent. Their eastern border is repre-

sented by the andalusite isograde, the diopside isograde being shifted further east.

The diaphoresis which succeeded the thermal metamorphic phase was caused by faulting and activity of hydrothermal solutions. It was of local significance and had major bearings only in regions where the effects of both the above factors were superimposed. The scheme of the metamorphic processes is shown in the diagram (Tab. 8).

## CONCLUSIONS

The results obtained in the course of the author's studies indicate the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges to represent a complex uniform as to the age of the parental rocks and as to the later tectonic and metamorphic history, the only exception being the phyllites and greenstones of the Przybkowice area. Numerous data point to the Ordovician-Silurian age of the parental rock series (J. H. Teisseyre 1971), while the main movements and the related metamorphic events would correspond both to the final stages of the Caledonian orogeny [(F<sub>1</sub>) and (F<sub>2</sub>)] and to the oldest phases of

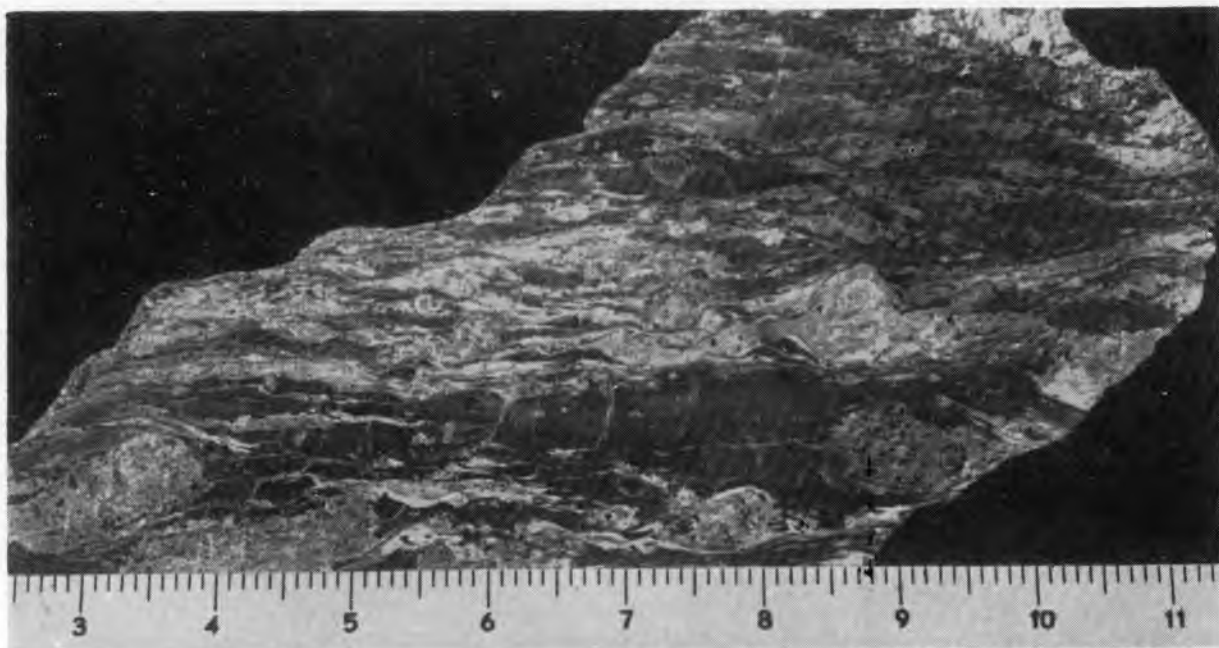
the Hercynian orogeny [(F<sub>3</sub>) and (F<sub>4</sub>)]. But one can not exclude the possibility, that the Kowary gneisses represent an older pre-Caledonian basement which has been severely interfolded with the Ordovician-Silurian cover. The discordant features between both groups previously recognized are now very hard to find. However the basement and cover rock assemblages will be distinguishable if the very contact between these units is exposed. Similar obliterations of angular unconformities are known from many mountain chains (see Ramsay 1963).



**PLANSZA I**

**PLATE I**

- Fot. 1. Gnejs kowarski, tekstura przejściowa od laminarnej do oczkowej, Podgórze  
Kowary Gneiss, from Podgórze transitional between laminar — and augen  
structur**
- Fot. 2. Gnejs kowarski, odmiana oczkowa, Kowary Górne  
Kowary Gneiss, augen variety, Kowary Górne**



Fot. 1



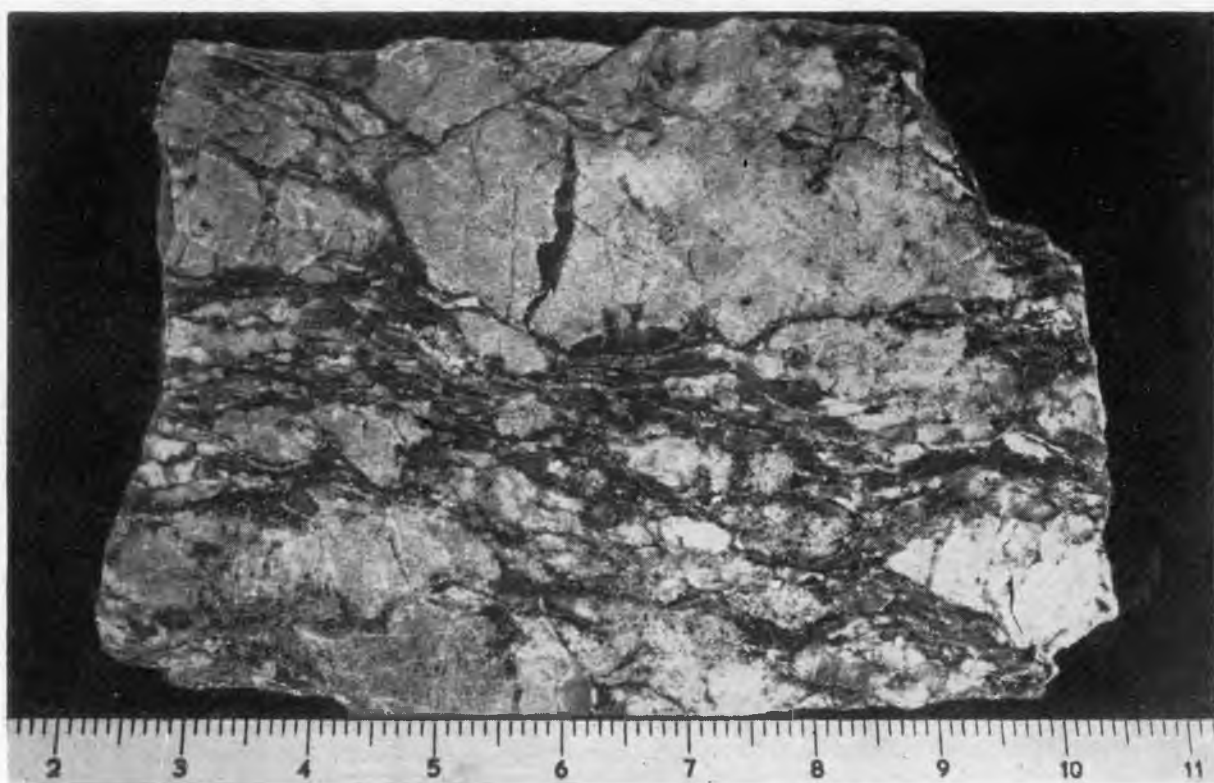
Fot. 2

Juliusz H. TEISSEYRE — Skály metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego  
Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges

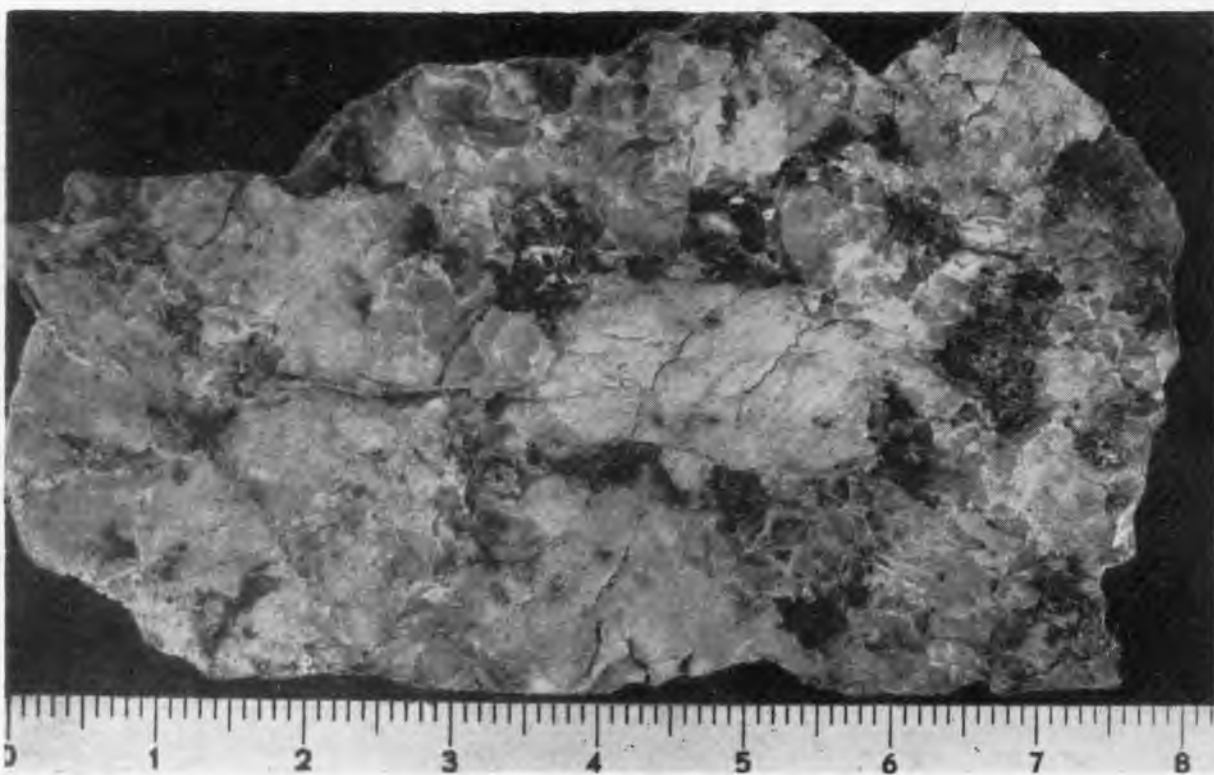
PLANSZA II

PLATE II

- Fot. 1. Gnejs kowarski, odmiana gruboczkowa, potok Piszczak  
Kowary Gneiss, coarse augen variety, the Piszczak Stream
- Fot. 2. Gnejs kowarski, odmiana homofaniczna, skałka Owczarek  
Kowary Gneiss, homophanic variety, the Owczarek Crag



Fot. 1



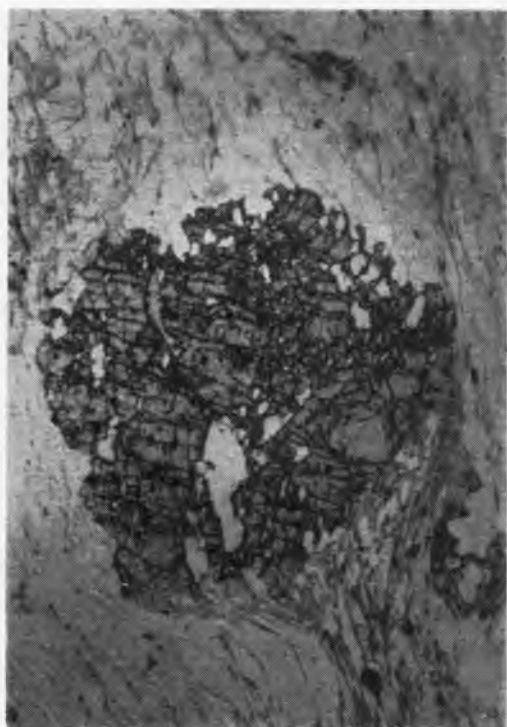
Fot. 2

Juliusz H. TEISSEYRE — Skály metamorficzne Ruda w Janowickich i Grzbiecie Lasockiego  
Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges

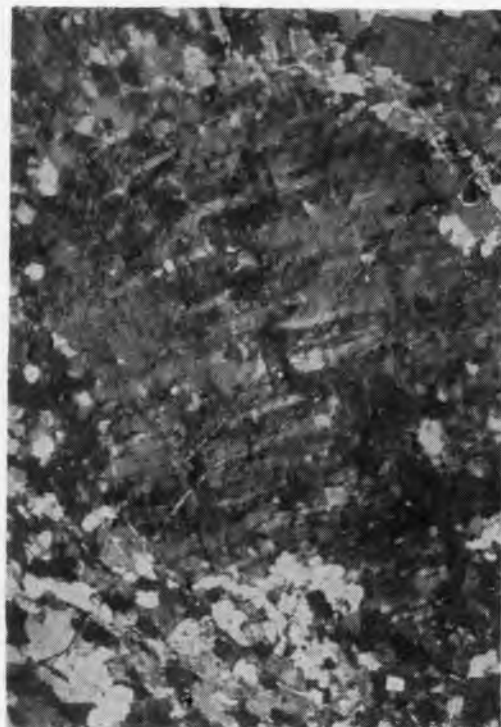
PLANSZA III

PLATE III

- Fot. 1. Granat wykazujący sigmoidalną orientację wrostków z łupków łyszczykowych grupy z Kowar, potok Piszczak. Bez analizatora, pow. 30 ×  
Garnet showing sigmoidal trail of inclusion fabric, schists from Kowary Group, the Piszczak Stream. One nicol, magn. 30 ×
- Fot. 2. Porfiroblast mikroklinu z gnejsów kowarskich, zawierający drobne wrostki plagioklazu. Kowary Górne. Nikole skrzyżowane, pow. 30 ×  
Microcline porphyroblast from Kowary Gneiss with minute plagioclase inclusions, Kowary Górne. Crossed nicols, magn. 30 ×
- Fot. 3. Otreilit z łupków formacji z Czarnowa, na południowy wschód od Przełęczy Kowarskiej. Nikole skrzyżowane, pow. 50 ×. Fot. M. Kozłowska-Koch  
Ottrelite, schists of Czarnów Formation, to SE from Przełęcz Kowarska (Kowary Pass). Crossed nicols, magn. 50 ×. Phot. M. Kozłowska-Koch



Fot. 1



Fot. 2

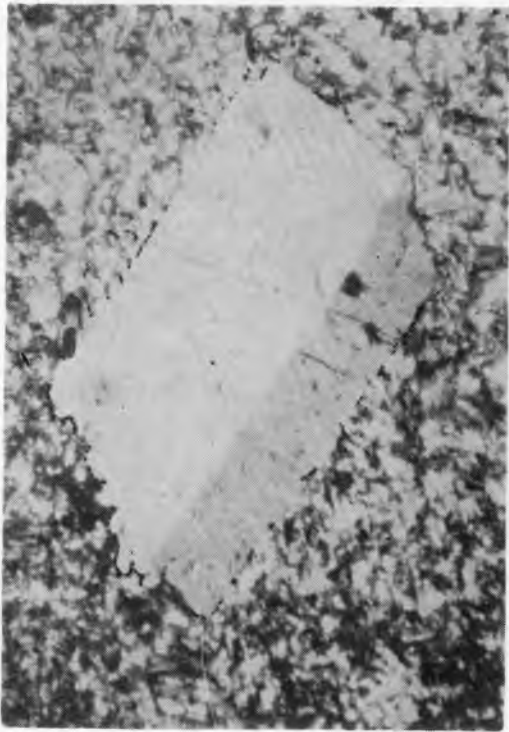


Fot. 3

PLANSZA IV

PLATE IV

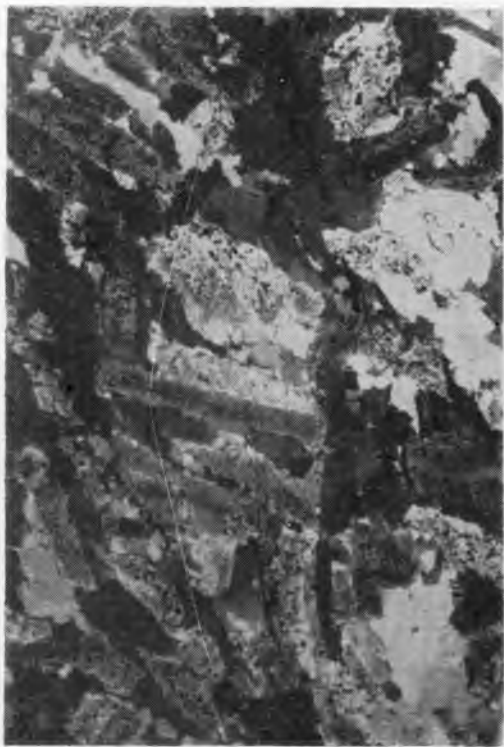
- Fot. 1. Relikt tabliczkowego porfirokryształu albitu; keratofir należący do formacji z Leszczyńca, Stankowa. Nikole skrzyżowane, pow. 35 ×  
Relic of tabular albite porphyrocryst, Keratophyre, Leszczyniec Formation. Crossed nicols, magn. 35 ×
- Fot. 2. Zdeformowany relikw porfirokryształu kwarcu, keratospilit należący do formacji z Leszczyńca, Wieściszowice. Nikole skrzyżowane, pow. 35 ×  
Deformed relic of quartz porphyrocryst; keratospilite, Leszczyniec Formation, Wieściszowice. Crossed nicols, magn. 35 ×
- Fot. 3. Reliktowa struktura pierwotna w gnejsie paczyńskim odmiany masywnej (mikrogranicie albitowym), Klatka. Nikole skrzyżowane, pow. 35 ×  
Relic initial texture of massive variety of the Paczyn Gneiss (albite microgranite), Klatka. Crossed nicols, magn. 35 ×
- Fot. 4. Agregat stilpnomelanu z masywnej odmiany gnejsów Paczyńskich, Klatka. Nikole skrzyżowane, pow. 70 ×  
Stilpnomelane aggregate from massive variety of Paczyn Gneiss, Klatka. Crossed nicols, magn. 70 ×



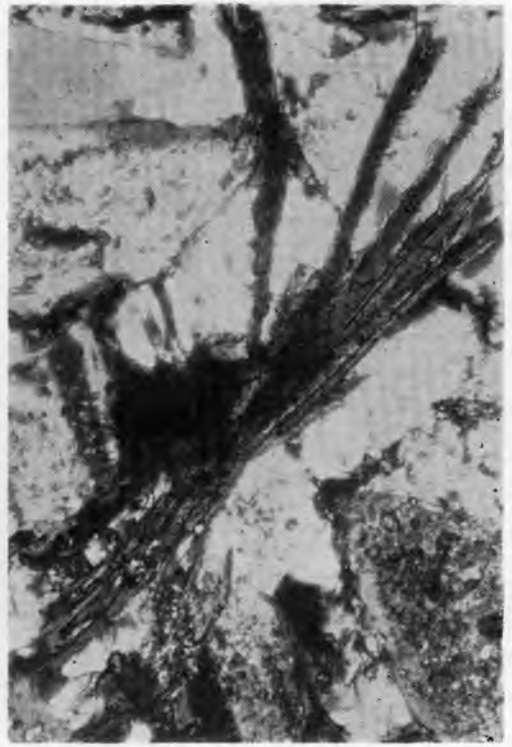
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



PLANSZA V

PLATE V

- Fot. 1. Izoklinalne fałdy ( $F_2$ ) zdeformowane przez struktury ( $F_3$ ), łupki węglano-chlorytowe formacji z Leszczyńca, Klatka. Bez analizatora, pow.  $8 \times$   
( $F_2$ ) isoclinal folds deformed by ( $F_3$ ) structures; Calcite-chlorite schists of Leszczyniec Formation, Klatka. One nicol, magn.  $8 \times$
- Fot. 2. Fałd ( $F_2$ ) w łupkach formacji z Czarnowa, na zachód od Rozdroża Kowarskiego. Bez analizatora, pow.  $8 \times$   
( $F_2$ ) fold in schists of Czarnów Formation, to the west from Rozdroże Kowarskie (pass). One nicol. magn.  $8 \times$



Fot. 1



Fot. 2

Juliusz H. TEISSEYRE — Skaly metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego  
Metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiet ranges

PLANSZA VI

PLATE VI

- Fot. 1. Fałdy ( $F_3$ ) w zieleńcach formacji z Leszczyńca, Niedamirów  
( $F_3$ ) folds in greenschists of Leszczyniec Formation, Niedamirów
- Fot. 2. Fałd ( $F_2$ ) w marmurach formacji rudonośnej z Podgórze, Kowarskie Uroczysko  
( $F_2$ ) fold in marbles of Podgórze Ore-bearing Formation, Kowarskie Uroczysko
- Fot. 3. Drobne fałdy ( $F_2$ ) w leptynitach formacji z Czarnowa, Rędzińska Przełęcz  
( $F_2$ ) minor folds in leptinites of Czarnów Formation, Rędzińska Przełęcz (pass)



Fot. 1 .



Fot. 2



Fot. 3