

Witold SMULIKOWSKI

PETROGRAFICZNE I STRUKTURALNE PROBLEMY PÓŁNOCNEJ OKRYWY GRANITU KARKONOSZY

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	98
ROZDZIAŁ I	
Strefa graniczna między krystalinikiem izersko-łużyckim a starszym paleozoikiem i naj- wyższym prekambrem Gór Kaczawskich i wschodnich Łużyc	99
Informacje wstępne	99
Wschodnia część strefy granicznej od Jezowa Sudeckiego do Pławnej Górnej i Miłęcic	100
Środkowa część strefy granicznej od Olesznej Podgórskiej do Kościelnik Średnich	113
Zachodnia część strefy granicznej	117
Rejon Włosienia i Platerówki	117
„Hornfelsy” i „szarogłazy” Zgorzelca i Jędrzychowic	124
Podsumowanie wyników i wnioski	124
ROZDZIAŁ II	
Skąły suprakrustalne w obrębie kompleksu izerskiego	127
Informacje wstępne	127
Złotnickie pasmo łupkowe	127
Pasma łupkowe Wojcieszycze—Stara Kamienica—Gierczyn—Czerniawa—Lazně- -Libverda	130
Hornfelsy Wysokiego Grzbietu Izerskiego	133
Strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów	134
Łupki łuszczkowe z Jindřichovic pod Smrkem	134
Łupki, amfibolity, leukogranity, grejzeny okolic Kamienia, Skiby i Pobiednej	135
Skąły suprakrustalne okolic Raspenavy w Czechosłowacji	136
Łupki łuszczkowe i gnejsy okolic Jasnej Góry na S od Bogatyni	136
Drobne wkładki amfibolitów, łupków biotytowych i chlorytowych w obrębie kom- pleksu izerskiego	138
ROZDZIAŁ III	
Skąły granitoidowe kompleksu izerskiego i wschodnich Łużyc	143
Uwagi wstępne	143
Granity i jasne gnejsy wschodniej i południowo-zachodniej części kompleksu	145
Leukogranity i gnejsy leukokratyczne	148
Gnejsy granodiorytowe i granodioryty północnej i zachodniej części kompleksu	148
Uwagi genetyczne	150
ROZDZIAŁ IV	
Wyniki badań mezostrukturalnych	154
Zakończenie	174

I. Literatura regionu wydana w Polsce po 1945 r.	175
II. Wykaz cytowanych publikacji poza literaturą regionu (objętą spisem I)	179
III. Ważniejsze materiały kartograficzne	180
Summary	181

Streszczenie

Opisano szczegółowo strefę graniczną krystaliniku izersko-łużyckiego ze starszym paleozoikiem i najwyższym prekambrem Gór Kaczawskich i wschodnich Łużyc. Nie obserwowano wzdłuż tej granicy ciągłej dyslokacji. Opisano ponadto skały pochodzenia suprakrustalnego i skały granitoidowe kompleksu izerskiego i wschodnich Łużyc na terenie państwa polskiego. Wyniki badań mezostrukturalnych zestawiono na mapach

i diagramach. Skały granitoidowe częściowo powstały w wyniku granityzacji starszej od kambru serii suprakrustalnej, częściowo zaś mają charakter intruzywny, lecz obie te grupy związane są ze sobą genetycznie. Na badanym obszarze główna lineacja powstała w czasie tektogeny młodokaledońskiej i z nią wiązać należy efekty płytkiego metamorfizmu.

WSTĘP

Blok Karkonoszy składa się z centralnie położonego, wydłużonego w kierunku wschód-zachód, intruzywnego granitu wartyjskiego i otaczających go kompleksów metamorficznych. Wyróżnia się południową, wschodnią i północną okrywą granitu Karkonoszy. Każda z nich jest odrębna pod względem składu petrograficznego i budowy geologicznej. Wymienione elementy stanowią jednak niewątpliwie analogony w geologicznej historii bloku Karkonoszy. Każdy z wymienionych kompleksów składa się ze skał granitoidowych, przeważnie gnejsów, oraz serii skał niewątpliwie suprakrustalnego pochodzenia — głównie łupków łuszczkowych.

Północna okrywa granitu Karkonoszy, występująca na obszarze Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego i będąca przedmiotem niniejszego opracowania (fig. 1), różni się od dwóch pozostałych szczególnie znacznym udziałem gnejsów i granitów w stosunku do skał suprakrustalnych. Skały granitoidowe tego kompleksu — włączając w nie także gnejsy — wykazują bliskie koneksje z granitoidami wschodniej części masywu łużyckiego.

Systematyczne szczegółowe opracowania kartograficzne i geologiczne publikowane od 1908 r. do drugiej wojny światowej zawdzięczamy G. Bergowi i jego współpracownikom. Przez wiele lat badacz ten wypracował zwartą i konsekwentną koncepcję budowy geologicznej bloku Karkonoszy, a w jego składzie i kompleksu izerskiego.

Wymienione jednostki były także przedmiotem zainteresowania wielu innych badaczy w owym okresie, np. E. Bederkego, W. Ahrensa, E. Zimmermanna i M. Schwarzbacha.

Postęp metod badawczych, stopniowe kompletowanie wielu szczegółów oraz światowy rozwój nowych teorii w dziedzinie petrogeny i tektoniki, w tym przede wszystkim rozwój poglądów na powstawanie granitów, spowodowały, że wiele dawnych twierdzeń zdezaktualizowało się, a pojawiły się nowe możliwości interpretacyjne.

W końcu lat pięćdziesiątych, gdy prawie z dziesięcioletnim opóźnieniem „moda na granityzację”

dotarła przez masyw Śnieżnika w Sudety Zachodnie, kompleks izerski doczekał się przeinterpretowania w duchu transformizmu. Jest rzeczą charakterystyczną, że w pierwszym okresie nie towarzyszyły temu na ogół nowe obserwacje geologiczne i petrograficzne, a sformułowania o granityzacyjnym pochodzeniu granitów i gnejsów padały bez troski o uzasadnienie takich poglądów.

Rozwój geologii strukturalnej, a przede wszystkim badań i interpretacji mezostruktur, oddał w ręce geologów narzędzie szczególnie cenne w jednostkach pozbawionych reperów biostratygraficznych, do jakich należy kompleks izerski.

W ciągu lat sześćdziesiątych narastał materiał petrograficzny i strukturalny zbierany wśród rozlicznych wątpliwości genetycznych. Opublikowano szereg szczegółowych, raczej wycinkowych, prac przynoszących nowe dane, lecz pozbawionych możliwości większych uogólnień. Równocześnie do wyjątków należały prace o ogólniejszym aspekcie, przynoszące materiał rzeczowy w odpowiedniej proporcji do wagi wypowiedzianych sądów.

W ciągu wielu lat pracy geologów niemieckich, czeskich i polskich namnożyło się tyle różnych wariantów interpretacji, że nie może być rozsądnej i powiązanej z terenem opinii dotyczącej najważniejszych problemów petrogeny i budowy geologicznej bloku Karkonoszy, która by, przynajmniej częściowo, nie była sformułowana uprzednio przez któregoś z badaczy. Przy mnogości możliwości interpretacyjnych wytworzyła się więc sytuacja, w której najważniejsza jest nie zręczność w kompilowaniu i formułowaniu ogólnych wniosków, lecz nowe obserwacje i metodyczne poczynania, powiększające zasób obiektywnej wiedzy o całym regionie. Są to zadania na wiele lat dla dużego i odpowiednio wyposażonego zespołu specjalistów z różnych dziedzin.

Przy złym na ogół odsłonięciu terenu konieczne jest prowadzenie na szerszą skalę prac ziemnych. Autor, prowadząc od 1964 r. prace na terenie północnej okrywy granitu Karkonoszy, skoncentrował się na niektórych dostępnych mu metodycznie zagadnie-

niach. Niniejsza praca stanowi próbę przedstawienia obecnego stanu badań w tych dziedzinach. Szczególną wagę, zdaniem autora, ma tu studium nie tyle samych skał granitoidowych (gnejsów, granitów, granodiorytów), lecz zawartych w nich wkładek pochodzenia suprakrystalnego oraz stref pogranicznych kompleksu izerskiego z serią kaczawską i krystalicznym masywem łużyckim. Poszczególne zagadnienia — rozdziały pracy — potraktowane są jako w znacznym stopniu odrębne i samodzielne części, obejmujące omówienie najważniejszej literatury i częściowe wnioski, co ułatwić powinno korzystanie z obszerniej pracy. Najbogatszy w szczegółowe opisy jest rozdział I, a następne w pewnym stopniu do niego nawiązują. Z tego częściowo wynika kolejność omawianych problemów.

W pracy literatura uszeregowana jest w dwu oddzielnych spisach alfabetycznych: pierwszy (I) obejmuje cytowaną i nie cytowaną w pracy polską powojenną literaturę, bezpośrednio dotyczącą regionu izerskiego i wschodnich Łużyc w granicach państwa polskiego, a drugi (II) obejmuje wyłącznie cytowaną literaturę polską nie dotyczącą bezpośrednio regionu

i literaturę obcą, głównie czeską i niemiecką. W osobnym spisie (III) zebrane są dostępne autorowi jawne materiały kartograficzne dotyczące opracowanego regionu.

Pragnę w tym miejscu złożyć serdeczne podziękowanie wszystkim, którzy swoją radą i pomocą umożliwili mi wykonanie tej pracy, a w szczególności prof. H. Teisseyre'owi za konsultacje w zakresie metodyki i interpretacji w dziedzinie badań strukturalnych, prof. K. Smulikowskiemu za konsultacje przy opracowaniach petrograficznych, M. Kozłowskiej-Koch za udostępnienie próbek, preparatów oraz nie opublikowanych prac, J. Gorczyca-Skałowej za współpracę w terenie, K. Kozłowskiemu za współpracę i udostępnienie nie publikowanych materiałów, J. Teisseyre'owi za porady i konsultacje oraz udostępnienie nie opublikowanych opracowań, J. Burchartowi za uwagi i udostępnienie nie opublikowanych prac, B. Łackiej, Ł. Karwowskiemu i B. Wierchołowskiemu za udostępnienie próbek preparatów oraz Z. Walenczakowi, A. Nowakowskiemu i M. Gadomskiemu za wykonanie odpowiednich oznaczeń i dyskusję.

ROZDZIAŁ I

STREFA GRANICZNA MIĘDZY KRYSZALINIKIEM IZERSKO-ŁUŻYCKIM A STARSZYM PALEOZOIKIEM I NAJWYŻSZYM PREKAMBREM GÓR KACZAWSKICH I WSCHODNICH ŁUŻYC

INFORMACJE WSTĘPNE

Północna okrywa granitu Karkonoszy zbudowana jest ze skał krystalicznych, w swej wschodniej części głównie z gnejsów i granitów, którym towarzyszą łupki łyszczykowe w podrzędnej ilości. Ku zachodowi kompleks ten zazębia się z granodiorytami i granitami wschodnich Łużyc. Z tymi skałami krystalicznymi graniczą od północy słabo zmetamorfizowane formacje osadowe. W części wschodniej są to skały Gór Kaczawskich uważane za starszy paleozoik, a w części zachodniej — łużycka formacja szarogłazowa, zaliczana do najwyższego prekambriu.

Przedmiotem badań i rozważań przedstawionych w niniejszym rozdziale są granice i wzajemne stosunki między wspomnianym kompleksem krystalicznym a formacją osadową na liczącym około 60 km odcinku od Jeleniej Góry do Zgorzelca. Ponieważ zarówno kompleks krystaliczny, jak i formacja osadowa wykazują pewną zmienność ze wschodu na zachód, można przeto wyróżnić 3 odcinki omawianej strefy w zależności od rodzajów skał, które ze sobą graniczą.

Odcinek wschodni — od Jeżowa Sudeckiego do Pławnej Górnej i Miłęcic koło Lubomierza, gdzie jasne gnejsy izerskie graniczą z zieleńcami i łupkami łyszczykowymi starszego paleozoiku, a częściowo może eokambriu Gór Kaczawskich (profile 2—32).

Odcinek środkowy od Olesznej Podgórskiej do Kościelnik Średnich — ciemne gnejsy, zbliżone do gnejsów granodiorytowych stykają się z podobnymi łupkami jak na odcinku wschodnim (profile 33—41).

Odcinek zachodni — w okolicach Włosienia i Platerówki oraz Zgorzelca — gnejsy granodiorytowe i granodioryty sąsiadują z „szarogłazami” łużyckimi.

Odsłonięcie terenu i możliwość prowadzenia płytkich robót ziemnych pogarszają się ku zachodowi. Z tego względu większość obserwacji autora dotyczy części wschodniej.

Od 1912 r., kiedy G. Berg sformułował opinię, że wzdłuż granicy kompleksu izerskiego z serią kaczawską przebiega dyslokacja, którą nazwał „głównym uskokiem śródsudeckim”, pogląd, że zdeformowane granity kaledońskiej intruzji — gnejsy izerskie — oddzielone są od starszego paleozoiku Gór Kaczawskich wielką ciągłą dyslokacją wyznaje wielu autorów.

W powojennej literaturze polskiej istnieją dwa główne poglądy na temat charakteru granicy gnejsów izerskich z łupkami kaczawskimi. Jeden, reprezentowany głównie przez J. Oberca (1960, 1964), uznaje istnienie strefy dyslokacyjnej, która oddziela prekambryjski krystalinik izerski od starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Pogląd ten jest zgodny z poglądami geologów czeskich (Chaloupský 1965), odnośnie wieku krystaliniku izerskiego, i niemieckich, odnośnie głównego uskoku śródsudeckiego. Inni polscy autorzy kwestionują w różnych miejscach istnienie tej dyslokacji, wśród nich jako pierwszy J. Gierwielanec (1956). W. Schmuck (1957) stwierdza brak dyslokacji tektonicznej na granicy gnejsy-łupki w okolicach Pilchowic i uważa, że „seria osadowa uległa zmianom metasomatycznym pod wpływem sąsiedztwa magmy granitowej”. J. Gorczyca-Skała

(1966, 1967a), relacjonując wyniki badań przewodzonych częściowo wspólnie z autorem niniejszej pracy, stwierdza, że gnejs kontaktuje w sposób „metasomatyczny” z łupkami łyszczykowymi i fyllitami wieku prawdopodobnie eokambryjskiego. Nad nimi znajduje się poziom wapieni krystalicznych, w których cytowana autorka znalazła fragmenty prymitywnych koralowców oznaczonych przez T. Gunię jako rodzaj *Cambrotrypa*, znany ze środkowego kambru Ameryki Północnej. Wniosek tej samej autorki (Gorczyca-Skała 1966), że kompleks izerski i seria kaczawska stanowią „jeden kompleks suprakrustalny”, zaskakuje swoją, być może, nie zamierzoną śmiałością. Określenie „kompleks suprakrustalny” w odniesieniu do głównej masy gnejsów i granitów nie wydaje się właściwe, a w każdym razie wymaga wyjaśnień. Autorka jest zapewne zdania, zgodnie z J. Obercem (1958), J. i M. Szafłamaczami (1966), że gnejsy rozwinęły się wyłącznie wskutek procesów metamorficznych i metasomatycznych ze skał suprakrustalnych, i skłonna jest uważać, że należały one do tej samej serii co łupki, zieleńce i wapień Gór Kaczawskich. Tak daleko idące wnioski wyciągnięte zostały głównie na podstawie obserwacji połowych, poczynionych w kilku profilach w poprzek wschodniej części strefy granicznej między gnejsami a łupkami.

K. Kuralowa (1968) w okolicach Kościelnik Średnich i Olszyny Lubańskiej nie dostrzega znamion dyslokacji między gnejsami a łupkami, w łupkach zaś obserwuje feldspatyzację. Gnejsy tam występujące określa jako granodiorytowe, nawiązując do prac M. Kozłowskiej-Koch (1961) oraz J. i M. Szafłamaczów (1968b).

Poglądy dotyczące wzajemnego stosunku gnejsów izerskich i łupków kaczawskich we wschodniej części strefy granicznej zestawia przejrzystość H. Teisseyre (1968a).

W Zgorzelcu z granodiorytom wschodnio-łużyckim, tzw. zawidowskim, kontaktują „szarogłazy” najwyższego prekambru (Burmanna 1966, 1969) dostarczając hornfelsów (Borkowska 1959). W profilu Nysy Łużyckiej „szarogłazy” oddzielone są wielkimi dyslokacjami (Hirschmann 1966a) od starszego paleozoiku, zaczynającego się wapiennymi osadami dolnego kambru.

Szczegółowe rozpoznanie strefy kontaktowej i ustalenie wzajemnej zależności kompleksu izerskiego i serii kaczawskiej ma pierwszorzędne znaczenie dla rozwiązania podstawowych zagadnień budowy geologicznej całego bloku Karkonoszy. W tym celu na przestrzeni od Jeżowa Sudeckiego do Zgorzelca prowadzono szczegółowe badania wszędzie tam, gdzie pozwalały na to odsłonięcia naturalne lub istniała możliwość przebicia zwierzeliny za pomocą wkopów. Wyniki części tych prac relacjonował autor w opublikowanej już dawniej pracy (W. Smulikowski 1966a).

WSCHODNIA CZĘŚĆ STREFY GRANICZNEJ OD JEŻOWA SUDECKIEGO DO PŁAWNEJ GÓRNEJ I MILEJCIC

Skały strefy granicznej kaczawsko-izerskiej można podzielić na 4 zasadnicze grupy. Są to:

- 1) typowe gnejsy izerskie grubooczkowe, z przejściami do bezkierunkowych granitów,
- 2) gnejsy „przejściowe” — drobnooczkowe i laminowane,
- 3) łupki łyszczykowe i chlorytowe dobrze zrekrystalizowane i zalbityzowane,
- 4) łupki łyszczykowe i chlorytowe, łupki zieleńcowe i zieleńce słabo zrekrystalizowane. Wydzielenia na mapie (fig. 2) nawiązują do wymienionych rodzajów skał.

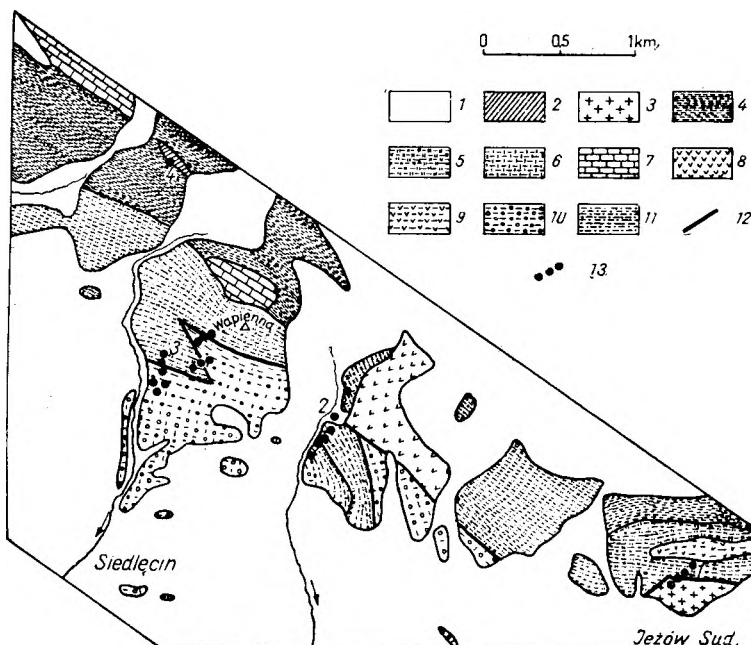


Fig. 2

Mapa geologiczna strefy granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Jeżowa Sudeckiego i Siedlęcina, według E. Zimmermanna (1915—1925) z uzupełnieniami autora
1 — utwory najmłodsze (kreda, czwartorzęd), 2 — porfir kwarcowy, 3 — granit Karkonoszy, 4 — łupki łyszczykowe, 5 — łupki zieleńcowe i zieleńce, 6 — łupki łyszczykowe sfeldspatyżowane (skałen potasowy), 7 — marmury, 8 — keratofiry, 9 — łupki kwarcowo-serycytowe, 10 — gruboziarniste gnejsy i granity izerskie, 11 — gnejsy przejściowe, 12 — dyslokacje, 13 — badane profile

Geological map of the boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the vicinity of Jeżów Sudecki and Siedlęcina — after E. Zimmermann (1915—1925), supplemented by the present writer

1 — youngest rocks (Cretaceous, Quaternary), 2 — quartz porphyry, 3 — Karkonosze granite, 4 — mica schists, 5 — greenschists and greenstones, 6 — feldspatized mica schists (K-feldspar bearing), 7 — marbles, 8 — keratophyres, 9 — quartz-sericite schists, 10 — coarse-grained gneisses and Iżera granites, 11 — transition gneisses, 12 — dislocations, 13 — investigated profiles

Profil 1 (fig. 2)

Na E od północnej części miejscowości Jeżów Sudecki, przy drodze, około 200 m na NW od cmentarza, odsłania się skały granitowe o różowych skaleniach, bardzo zwietrzałe, rozsypane się. Silnie kataklastyczne, częściowo mylonityczne skały składają się z kwarcu i skalenia potasowego z odrobiną serycytu. Bywają silnie przepojone kalcytem, który wnika nie tylko intergranularnie, lecz przepaja spękane ziarna. Strefy ilu tektonicznego i kataklaza świadczą o istnieniu w tym miejscu silnych ruchów dyslokacyjnych. Od północnego wschodu z kataklastycznym granitem sąsiadują różne skały zieleńcowe, objawiające także pewne deformacje o charakterze sztywnym. Są one przeważnie chlorytowo-albitowe z epidotem i leukoksenem, zawierają sporo łusek biotyty. Bardzo prawdopodobne, że większość chlorytu jest produktem przeobrażenia biotyty. Albit tworzy charakterystyczne, okrągławe ziarna przepelnione wrostkami leukoksenu. Zazębianie z otoczeniem i wzrostki wskazują, że albity te wzrastały w masie skalnej w czasie rekrystalizacji. Taka odmiana albitu w dalszym ciągu pracy nazywana jest albitem metablastycznym (pl. I, fot. 1, 2, 3, 4, 5). Zieleńce zawierają zmienne ilości kalcytu. Pewne odmiany są bardzo bogate w ten minerał. Kalcyt tworzy laminy, żyłki gniazda, lecz często obecny jest także w masie skalnej. Kwarc należy do rzadkości i wyjątkowo tworzy żyłki. Napotkano także cienką wkładkę łupki kwarcowo-biotytowego. W odległości około 18 m od granitu, wśród zieleńców występuje zgodna wkładka różowej, kierunkowej skały. Zbudowana niemal wyłącznie z albitu, przetkana gniazdami i żyłkami kalcytu, mimo pewnych pozorów podobieństwa do granitu, genetycznie związana jest z zieleńcami. W skale położonej około 90 m od granitu napotkano promieniste koncentracje ciemnobrunatnego biotyty wśród skupisk kalcytowych, czasem w obecności pistacytu.

Zarówno megaskopowy wygląd w terenie, jak i fakt braku plagioklastu przy obecności bezpertytowego i pozbawionego kratki mikroklinowej skalenia potasowego zdają się wskazywać, że granitowa skała w opisanym profilu należy raczej do granitu Karkonoszy, a nie do granitowych skał kompleksu izerskiego. Takiego zdania był E. Zimmermann (mapa 1915—1925). Sąsiadujące z granitem zieleńce, choć dość grubokrystaliczne, bogate w epidot i zawierające biotyt w sporej ilości, pierwotnie zapewne nawet bardzo zasobne w ten minerał, nie wykazują żadnych cech, które wskazywałyby na ich przeobrażenia kontaktowe. Tam gdzie intruzja granitu Karkonoszy styka się ze skałami suprakrystalnymi, daje wyraźne aureole kontaktowe. Brak takich zmian w Jeżowie, w połączeniu z grubą strefą kataklazytów i glin tektonicznych, wskazuje na znaczną dyslokację, która oddziela zieleńce od granitu.

Profil 1 (fig. 2)

Na NE od Siedlęcina, w dolinie potoku bez nazwy, występuje szereg odkrywek. U wylotu doliny znajduje się odkrywka różowych, gruboziarnistych granitów bezkierunkowych, silnie spękanych, zbudowanych z dużych skataklazowanych i zrekrystalizowanych, silnie zserycytowanych plagioklastów o składzie albitu (5—8% An), podobnej wielkości ziarn mikroklinu o grubych żyłkach pertyty i blaszek biotyty w znacznej większości schlorytowanego. Ku północy granity przechodzą w kierunkowe gnejsy gruboziarniste, a te z kolei w gnejsy drobnooczkowe i laminowane, zawierające zmienne ilości muskowitu i chlorytu, albit, kwarc oraz różowe oczka mikroklinu o bardzo wyraźnej kratce bliźniaczej. Jeszcze dalej ku północy występują laminowane łuki muskowitowo-chlorytowe bogate w albit. Ten ostatni ukazuje niekiedy pewne ukierunkowanie wrostków muskowitowych i przypuszczalnie pochodzi z feldspatyzacji. Ta niezwykle charakterystyczna stopniowa zmiana składu i struktury obserwowana może być na przestrzeni około 100 m. Wśród łupków partie bogatsze w chloryt upodabniają się do łupków zieleńcowych i stanowią na przestrzeni przypuszczalnie dalszych 50 m stopniowe przejście do zieleńców, których masywne skałki ciągną się w górę potoku. Te ostatnie, to przeważnie bezkierunkowe skały złożone głównie z albitu i chlorytu. Nierzadko w pewnych partiach skały widoczna jest hornblendy o szmaragdowych odcieniach dla kierunku drgań γ , która w pozostałych partiach wtórnie przeobraziła się w chloryt. Liczne ziarna epidotu zwyczajnego i tytanitu często zamknięte są w okrągławych ziarnach albitu (pl. I, fot. 1). Kalcyt tworzy gniazda i żyłki, rzadziej obserwuje się druzi wypełnione wygaszającym

sektorowo światło, miejscami brunatnawo zmętniałym skalaniem potasowym. W sąsiedztwie tych druzi obecne są niewielkie blaszki muskowitu. Druzi te dowodzą penetrowania skał przez roztwory bogate w potas, być może związane z bliskością gnejsu. Powyżej zieleńców w łozysku potoku daje się obserwować pod aluwiem dyslokacja, oddzielająca zieleńce od keratofirów (Ansilewski 1954). Obok tych ostatnich obserwować można drobnoblaszkowe, słabo zrekrystalizowane łupki muskowitowo-kwarcowe z albitem, a jeszcze dalej ku północy łupki kwarcowo-muskowitowe, miejscami z grafitem.

E. Zimmermann (mapa 1915—1925) soczewkowe i drobnooczkowe gnejsy z przejściem do łupków bogatych w albit nazwał „drobnoziarnistymi, zfyllityzowanymi gnejsami oczkowymi i soczewkowymi”. Trudno jednak przypuszczać, by bogate w biotyt i muskowit, pozbawione objawów silnych deformacji — w odróżnieniu od różowego granitu, który takie deformacje wykazuje — częściowo pozbawione skalenia potasowego skały, wszystkimi cechami nawiązujące do łupków łuszczkowych, miały być produktem roztarcia skał granitowych.

Profil 3 (fig. 2)

Na południowo-zachodnich zboczach Góry Wapiennej i w północnej części wsi Siedlęcina prowadzone prace ziemne pozwoliły ustalić, że zarówno przebiegające NW-SE, jak i NE-SW bezpośrednie granice między gruboziarnistymi gnejsami a zieleńcami mają charakter tektoniczny. Granity przy ukośnym uskoku NE-SW są skataklazowane i bardzo zwietrzałe, rozsypane się. Przy pozostałych kontaktach obserwuje się gnejsy oczkowe, drobnooczkowe i laminowane, wśród których napotkano wkładkę łupkowej, biotytowo-muskowitowo-albitowej bezkwarcowej skały, będącej prawdopodobnie zbiotytowanym, przeobrażonym amfibolitem. Mamy tu zatem do czynienia z odmianami tzw. przejściowych gnejsów, mogącymi świadczyć o niedalekim sąsiedztwie serii łupkowej, lecz łupki są wyprasowane na dyslokacji. Zieleńce w sąsiedztwie gnejsu jest wyraźnie deformacyjnie ukierunkowany, a obecnością podobnego amfibolu, wykształceniem albitu w postaci okrągławych, nieregularnych ziarn, z ukierunkowanymi wrostkami amfibolu, chlorytu, kwarcu, epidotu i tytanitu wyraźnie przypomina zieleńce opisane w profilu 2. Obecność biotyty w tej skale mogłaby być argumentem, że tu, gdzie obecnie przebiega dyslokacja, pierwotnie istniała seria przejściowa od gnejsów poprzez będące w strefie ich oddziaływania łupki i zieleńce. Zgodnie z obserwacjami J. Gorczyca-Skały (1966), zieleńce ku północy „przechodzą bez przerwy lub niezgodności w wapienie z wkładkami fyllitów wapienistych i łupków chlorytowych”. Na profil 4 (fig. 2) złożyły się nieliczne wkopy nie zasługujące na szczegółowe omówienie.

Profile 5 i 6 (fig. 3)

Na północno-wschodnim zboczu grzbietu góry Czyżyk, w jego wschodniej części, na SW od wsi Strzyżowice wykonano szereg wkopów, w których uchwyciono kolejno: gnejsy soczewkowe bogate w kwarc, sąsiadujące z nimi łupki łuszczkowe (bezpośredni kontakt nie został odsłonięty), wśród których pojawiają się wkładki zielonych, chlorytowych łupków wyznaczających przejście do zieleńców. Te ostatnie z kolei przechodzą w łupki łuszczkowe i szare wapienie, by dalej ku NE, poprzez zielone, chlorytowe łupki bogate w kalcyt (fyllity wapieniste) i podobne muskowitowe, przejść do białych, laminowanych wapieni. Profil ten, choć nie ukazuje bezpośredniej granicy gnejsy — łupki, jest dobrą ilustracją sedymentacyjnego zazębiania się łupków łuszczkowych i chlorytowych, zieleńców i wapieni.

Profil 7 (fig. 3)

Na grzbiecie góry Czyżyk, około 400 m na SE od jej szczytu rozpoczyna się szereg wkopów, które ciągną się około 800 m ku NE. W najbardziej południowo-zachodniej części tego profilu, na grzbiecie, występują gnejsy grubooczkowe, słabo ukierunkowane, podobne do granitów o typowym składzie mineralnym: albit zserycytowany, grubopertytowy mikroklin, mozaikowy

kwarc i pakiety drobnoblastkowego muskowitu z towarzyszącymi tlenkami żelaza i przeważnie agregatowym biotytem. Dalej ku NE następują gnejsy droбноooczkowe i soczewkowe, których drobniejsze ziarno nie zdaje się być wynikiem deformacyjnego rozkruszenia grubszej skały. Mimo lokalnego spękania, ziarna są jednorodne i niekiedy mikrokliny wykazują tendencję do automorficznego wykształcenia większych, jakby porfirowych kryształów. Gnejsy w pobliżu kontaktu są nieco uboższe w skałki potasowe od odmian gruboziarnistych, bogatsze zaś w muskowit, któremu miejscami towarzyszy odrobina biotyty. Łupki przy kontakcie składają się z muskowitu i chlorytu, przy czym z reguły znacznie przeważa ten pierwszy. Błazki są dość grube i kierunkowo uporządkowane. Poza drobnym kwarcem obecny jest albit, który najczęściej objawia formy świadczące o jego wzroście w skałe i wypieraniu minerałów blaszkowych. Ziarna są okrągławe, lecz o nierównej, postrzępionej powierzchni, zaś wrostki muskowitu, chlorytu, kwarcu, a najczęściej minerałów tytanowych (tytanit, ilmenit) układają się kierunkowo. Ciągi ich bywają „esowato” wygięte lub proste. Są i takie ziarna albitu, które stanowią przedłużenie pakietów łyżczykowych w łupku, kosztem których powstały. W odróżnieniu od ziarn albitu, które nie wykazują opisanych cech i występują w łupkach z reguły dalej od kontaktu z gnejsami, odmianę taką określa się jako albit metablastyczny.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że albit metablastyczny nie występuje w gnejsach droбноooczkowych i soczewkowych, tzw. przejściowych, przy kontakcie z łupkami. W świetle tego faktu trudno wyobrazić sobie, by gnejsy te rozwinęły się przez wprowadzenie do składu mikroklinu z łupków takich jak sąsiadujące.

Sam kontakt gnejsów i łupków jest zupełnie ostry, a jego powierzchnia zgodna z kierunkiem foliacji łupków i gnejsów. Mimo znacznego — jak zawsze we wkopach — zwietrzenia i zanieczyszczenia skał, miejsce kontaktu można dokładnie rozpoznać dzięki znacznej różnicy barwy i grubości ziarna skał. Na granicy gnejsy — łupki nie przebiega żadna dyslokacja, która wyrazić by się mogła rozdrobnieniem, rozarciem lub silniejszym zwietrzeniem skał.

Ku północy w kolejnych wkopach obserwowano różne łupki najczęściej muskowitowe z różną, miejscami znaczną, zawartością chlorytu, czasem z drobną ilością pigmentu grafitowego, często zawierające albit metablastyczny. Ten ostatni występuje szczególnie obficie w łupkach zieleńcowych i zieleńcach, gdzie obficie występuje tytanit, ilmenit, a rzadziej także epidot i aktynowit przy całkowitym braku kwarcu. W łupku zieleńcowym (chlorytowym z epidotem i relikami amfibolu) napotkanym we wkopie około 200 m od kontaktu z gnejssem występuje w znacznej ilości plamisty skałki potasowy, który w skomplikowany sposób przerasta i — jak się zdaje — infiltracyjnie wypiera ziarna albitu metablastycznego. Byłby to nieco zaskakujący objaw feldspatyzacji potasowej zieleńca i — choć chciałoby się go wiązać z oddziaływaniem gnejsu — to nigdzie bliżej gnejsu nie obserwowano takich zjawisk. W zieleńcu około 120 m od gnejsu obecne są żyłki adularu¹, jednak nie wnika on w masę skalną. Dalej od kontaktu, około 300 m od gnejsu w łupku muskowitowym występują okrągławe ziarna skalenia potasowego o drobnoplamistym sposobie wygaszania światła i zawierające miejscami drobne wrostki albitu. Jest to jedyne znane dotychczas występowanie skalenia potasowego w łupku muskowitowym w tym rejonie. Mogą to być detrytyczne ziarna lub też efekty zastępowania albitu przez skałki potasowe. Dalej ku NE, w pobliżu potoku płynącego przez wieś Strzyżowice, występują podobne do opisanych łupki muskowitowo-chlorytowe i muskowitowe, przeważnie z albitem, lecz nie metablastycznym, a raczej detrytycznym.

Profile 8 i 9 (fig. 3) omówione są na str. 106.

Profil 10 (fig. 3)

Po wschodniej stronie wsi Pilchowice, wzdłuż toru kolejowego — uzupełniając odsłonięcia naturalne wkopami i rowami —

¹ Nazwa adular jest w niniejszej pracy używana nie w znaczeniu jakiejś odrębnej fazy mineralnej skalenia potasowego, lecz w znaczeniu czysto opisowo-paragenetycznym późnego hydrotermalnego skalenia potasowego, tworzącego w skałach żyłki i gniazda.

udało się odsłonić nie tylko bezpośredni kontakt gnejsy — łupki, lecz także uzyskać w miarę szczegółowe profile sięgające w głąb obu jednostek.

W południowej części profilu odsłaniają się gnejsy wykazujące znaczne zróżnicowanie. Na różnice składu i grubości ziarna nakładają się tu efekty sztywnych deformacji o różnym stopniu intensywności. Przewagę stanowią gruboziarniste bezkierunkowe granity, które odróżniają się od innych tego typu skał w omawianym rejonie szczególnie wysokim stopniem zastąpienia skalenia potasowego — mikroklinu — przez albit szachownicowy (pl. I, fot. 6; pl. II, fot. 1). Mikrokliny przetkane są licznymi, grubymi żyłkami pertytowymi lub całe jego ziarna wyparte są przez albit szachownicowy. Wielkość pertytowych ziarn dochodzi do 4 cm. W większych takich ziarnach zamknięte są jako wrostki plagioklazy o składzie albitu, wykazujące często automorficzne zarysy (pl. II, fot. 2). Te same plagioklazy występując w masie skalnej osiągają duże rozmiary i są silnie przetkane grubym serycytem. Grubomozaikowy kwarc, obecny zawsze w sporej ilości, w jednej z próbek przetkany jest jakby „antygranofirowo” skałkiem potasowym. Stwarza to wrażenie, jakby kwarc wzrastał na koszt mikroklinu i go wypierał. Wszystkie skały wykazują silne deformacje kataklastyczne i to, jak się zdaje, co najmniej dwóch generacji. Jedne zabliznione są kwarcem, drugie — młodszymi — w formie prostych spękań wypełnionych kalcytem i wodorotlenkami żelaza. Te młodsze deformacje wiążą się zapewne z ukośną względem granicy gnejsy — łupki dyslokacją o kierunku NNW-SSE i w opisywanym miejscu są szczególnie intensywne.

Wśród granitów i słabo ukierunkowanych grubych gnejsów występują liczne odmiany droбноooczkowe z rodzaju gnejsów przejściowych. Bogatsze znacznie w minerały blaszkowe zawierają pojedyncze oczka mikroklinu lub części albitu szachownicowego. W jednym z takich gnejsów napotkano niewielkie ziarna granatów, którym towarzyszą błazki schlorotyżowanego biotyty. Inne średnio- i droбноziarniste gnejsy bywają pozbawione niemal zupełnie minerałów blaszkowych, co przy porfirowości struktury i bezładnej teksturze przywodzi na myśl aplity z fenokryształami skalenia potasowego przeobrażonego w albit szachownicowy. W jednym ze średnioziarnistych granitów grubopertytowy mikroklin wykazał przerosty mikropegmatytowe.

Wśród opisanych gnejsów zaobserwowano kilkakrotnie, zapewne w wyniku tektonicznego powtórzenia, wkładki grubości 1—1,5 m zielonych, droбноziarnistych, zbitych łupków chlorytowych z albitem. Jest to najczęściej typowy albit metablastyczny. Chloryt pobiotytowy zawiera miejscami relikty biotyty, a skały przepelnione są leukoksenem. Wszystko wskazuje, że mamy tu do czynienia z wkładkami amfibolitów zbiotytowanych, a następnie schlorotyżowanych. Rzadko skały te zawierają niewielką ilość skalenia potasowego.

W stronę kontaktu z łupkami znikają bezkierunkowe granity, gnejsy stają się drobniej ziarniste — średnioooczkowe. Wyraźnie, jak wszędzie w tzw. gnejsach przejściowych, przybywa muskowitu; miejscami poważną rolę odgrywa chloryt. Granica gnejsy — łupki jest nieostra zarówno megaskopowo, jak i przy obserwacji skał pod mikroskopem. Ułożenie i ilość łyżczyków, wykształcenie kwarcu i albitu nie zmieniają się w istotny sposób. Od pewnego miejsca w skałach łupkowych pojawiają się ziarna mikroklinu lub albitu szachownicowego, który zastąpił mikroklina, a ku południowi ich ilość wzrasta. Skały, w których minerały te są w pokaźnej ilości, dają się megaskopowo rozpoznać jako gnejsy. Owo przejście od łupków do gnejsów obserwować się daje na odcinku nie większym niż 3 m.

Podkreślić trzeba, że skałki potasowe nie wykazuje cech składowa infiltracyjnie doprowadzonego, który by wzrastał w skałe kosztem innych składników. Ziarna jego, podobnie jak w granitach i grubych gnejsach, są ostro odgraniczone od otoczenia bez przenikania się i przerostów, zawsze przetkane grubymi żyłkami infiltracyjnymi pertytów.

Żyłki przecinają się wzajemnie, co pozwala czasami ustalić kolejność ich powstawania. Po utworzeniu się pertytów w mikroklinach powstawały żyłki wypełnione mętnym skałkiem potasowym, potem następowały żyłki kwarcowe, a jako najmłodsze — kalcytowe. Czasem po brzegach żyłek kwarcowych obserwuje się skałki potasowe, rzadziej albit.

Dalej ku północy w profilu występują różne rodzaje łupków, najczęściej muskowitowych z mniejszą lub większą domieszką chlorytu, przeważnie bogate w albit. Często obserwować można

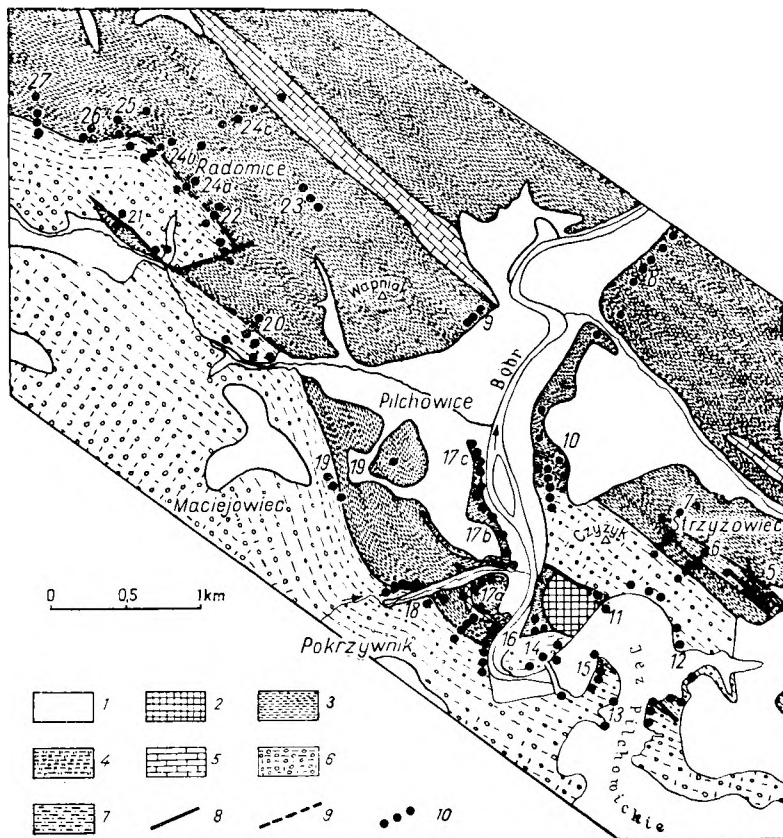


Fig. 3

Mapa geologiczna strefy granicznej pomiędzy kompleksem izerskim i serią kaczańską w okolicach Strzyżowca, Pilchowice, Radomice, według E. Zimmermanna (1928) z uzupełnieniami autora

1 — utwory czwartorzędowe, 2 — bazalt, 3 — łupki łyszczykowe, 4 — łupki zieleńcowe i zieleńce, 5 — marmury, 6 — gruboziarniste gnejsy i granity izerskie, 7 — gnejsy przejściowe, 8 — dyslokacje, 9 — granice geologiczne z objawami częściowego wyprasowania tektonicznego, 10 — badane profile

Geological map of the boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the Strzyżowiec — Pilchowice — Radomice region. After E. Zimmermann (1928), supplemented by the writer

1 — Quaternary rocks, 2 — basalt, 3 — mica schists, 4 — greenschists and greenstones, 5 — marbles, 6 — coarsegrained gneisses and Izera granites, 7 — transition gneisses, 8 — dislocations, 9 — geological boundaries with symptoms of tectonic squeezing, 10 — investigated profiles

albit typu rekrytalizacyjnego, z ukierunkowanymi wrostkami (pl. I, fot. 2). Do rzadkości należą ziarna albitu szachownicowego. Łupki zawierają niekiedy nieco substancji grafitowej, która nadaje im ciemnoszarą barwę. W jednym z takich łupków napotkano chlorytowe pseudomorfozy po granatach. Drobnie relikty tych ostatnich obecne w skale dały się rozpoznać mikroskopowo.

W miarę oddalania się od gnejsów ziarno w skałach wyraźnie maleje. Szczególnie dotyczy to blaszek muskowitu i chlorytu. Spadek zawartości albitu jest mniej wyraźny, w obrębie warstw bowiem istnieją znaczne wahania jego ilości.

Około 120 i 160 m od kontaktu łupków z gnejsami napotkano wśród łupków wkładki wapieni krystalicznych.

Profil 11 (fig. 3)

Przy południowo-wschodnim wylocie tunelu kolejowego nad Jeziorem Pilchowickim silnie skatakazowany granit sąsiaduje z odsłoniętymi na niewielkiej przestrzeni laminowanymi i plamistymi, brekcjowatymi wapieniami krystalicznymi, łupkami muskowitowymi, miejscami z grafitem, oraz łupkami kwarcytowymi z niewielką ilością muskowitu. W skałach łupkowych częsty jest metablastyczny albit, zamykający w sobie ukierunkowane wrostki łyszczyków, kwarcu, a także pigment grafitowy.

W tym miejscu granica granitu z łupkami i wapieniami ma charakter tektoniczny. Przebiega tędy wspomniana ukośna dyslokacja.

Profil 12 (fig. 3)

Dalszego ciągu wspomnianej ukośnej dyslokacji domyślać można po wschodniej stronie Jeziora Pilchowickiego. W północnej części tego profilu występują silnie wyprasowane gnejsy gruboziarniste, kataklastyczne, które ku południowi przechodzą w silnie rozarte gnejsy typu przejściowego. W profilu tym brak łupków, które wyklinowują się gdzieś wcześniej na zachodzie, na obszarze zakrytym przez wodę jeziora. Występujące tu gnejsy

są drobnosoczewkowe, a w nich wkładki amfibolitów dwójakiego rodzaju. Jeden to bezkierunkowa zielona skała diabazowa, złożona ze strzępiastych jasnych amfiboli zbliżonych do akty-nolitu, odróbity biotyty i chlorytu przemieszanych z nieregularnymi plagioklazami utkanymi ziarenkami epidotu. W takim tle rozmieszczone są rzadko paromilimetrowe fenokryształy listewkowych plagioklazów i ziarn amfiboli. Skład i struktura skały nie pozostawiają wątpliwości, że mamy tu do czynienia ze stosunkowo nieznacznie przeobrażoną skałą żyłową. Drugi rodzaj amfibolitu wykazuje wyraźnie teksturę kierunkową, dzięki ułożeniu drobnych ziarn hornblendy o szmaragdowym odcieniu dla γ , przetkanych blaszkami chlorytu i biotyty. Okrągławe ziarna albitu zawierają ukierunkowane wrostki hornblendy, epidotu i minerałów tytanowych. Jest to typowy albit metablastyczny.

W omawianym profilu napotkano w obrębie soczewkowych gnejsów około 1,5-metrowej grubości żyłę skały apłitowej o strukturze porfirowej. W tle skalnym, składającym się z równorzędnych ilości kwarcu, albitu i skalenia potasowego z nielicznymi, rozproszonymi, drobnymi blaszkami ciemnego biotyty, znajdują się fenokryształy mikroklinu częściowo wtórnie zastępowane przez kwarc. Niektóre ziarna wykazują subtelne żyłki i przerosty albitu. Oba rodzaje amfibolitów i żyła apłitowa mają przebieg w przybliżeniu zgodny z foliacją w gnejsach. Ku południowi gnejsy soczewkowe szybko przechodzą w odmiany gruboczkowe.

Profile 13 i 15 (fig. 3)

Na południowo-wschodnim brzegu wyniosłego półwyspu, na którym stoi hotel i restauracja „Nad Zaporą”, występują — podobnie jak w profilu 12 — dwójakiego rodzaju amfibolity,

Na północno-wschodnim brzegu tego półwyspu obserwować można różne gnejsy przejściowe drobnooczkowe i laminowane oraz ostry ich kontakt ze sfeldspatyzowanymi i zrekrytalizowanymi łupkami. Ze względu na pełną analogię tego profilu z bardziej kompletnym profilem 16 wszystkie szczegóły petrograficzne omówione zostaną później.

Profil 14 (fig. 3)

Otoczenie zapory Jeziora Pilchowickiego jest celem wielu wycieczek geologicznych. Wysoka odkrywka przy północnym przyczółku zapory to bezkierunkowe granity z ziarnami kwarcu o odcieniu niebieskawym. Cechę tę niektórzy badacze skłonni są uważać za charakterystyczną i rozpoznawczą dla granitów rumburskich. Skałę ze wspomnianej odkrywki opisała szczegółowo M. Kozłowska-Koch (1965). Trzeba jednak tu podkreślić, że granit ten stanowi szczególną odmianę, różną od większości gnejsów w pobliżu strefy granicznej. Jego odmienność polega głównie na rodzaju plagioklastu i pewnych cechach strukturalnych. Plagioklast o składzie oligoklastu zawiera drobniutkie wrostki minerałów epidotowych, podczas gdy w innych skałach powszechnie występuje albit. Ziarna oligoklastu wykazują obwódki albitowe. Być może oligoklast w tej skałe stanowi zachowany relikty bardziej wapiennego plagioklastu z pierwotnego granitu, a wszędzie indziej nastąpiło odwapnienie — albityzacja — w wyniku wtórnych procesów. Bardzo prawdopodobne, że obecność w granicie „rozplywającej” się wkładki amfibolitu pozostaje w związku ze wzbogaceniem skały w wapń.

Mikroklinal, jak w innych gnejsach i granitach, jest grubopertytowy, obserwuje się jednak jego koncentryczne przerosty pismowe z kwarcem.

Wspomniany amfibolit daje się obserwować poniżej drogi, tuż przy zaporze, lecz przy normalnym stanie wody w jeziorze dostęp do niego jest utrudniony. Jego wkładka o grubości 1,5 m, poprzez łupki chlorytowe po brzegach i zaledwie kilkunastocentymetrową strefę ukierunkowanych gnejsów, przechodzi w bezkierunkowe granity. Amfibolit w środku wkładki składa się z listewkowych, ofitowo ułożonych plagioklastów o brzegach, podobnie jak w opisanym granicie, albitowych. Między nimi znajdują się skupienia bladzielonego amfibolu. Skała zawiera dużo ilmenitu i tytanitu. Amfibolom towarzyszy chloryt i gdzieś niedługo blaszki biotyty.

Na poziomie drogi, za budynkiem urządzeń wodnych występują wkładki łupków biotytowych o grubości 0,40 i 1,50 m, bogatych w chloryt. Stanowią one przypuszczalnie przedłużenie opisaną wkładki amfibolitu, w tym miejscu całkowicie zbiotyzowanej. Tuż obok przebiega żyła porfirowego aplitu, takiego jak w profilu 12. Cały zresztą zespół wkładek przypomina profile 13 i 10.

W omawianym profilu brak ciągłości odkrywek od granitu do łupków, odsłonięte są tylko fragmenty. Na prawym brzegu Bobra, poniżej zapory występują laminowane gnejsy z rodzaju gnejsów przejściowych. Występują w nich metablastyczne albity, zawierające m.in. wrostki epidotu, a masa kwarcowo-albitowa wraz z pasami łyszczyków wyraźnie przypomina niektóre zrekrytalizowane łupki ubogie w łyszczyki. Biotyt w tych skałach jest intensywnie trawiozielony i nie ulega chlorytyzacji. Obecne są drobne granaty. Mikroklinal występuje w zmiennej ilości w postaci drobnych ziarn wśród masy kwarcowo-albitowej lub większych blastów silnie zaszczepionych z otaczającą masą, z wrostkami kwarcu, albitu a także granatu. Objawia on wyraźną kratkę mikroklinalową, natomiast brak w nim objawów wtórnej albityzacji w postaci grubożyłowych pertytowych przerostów albitu szachownicowego. Wykształcenie mikroklinalu w tej skałe sprawia wrażenie, jak gdyby wzrastał on w łupku łyszczykowym kosztem innych minerałów.

W łupku łyszczykowym nie opadał północnego przyczółka zapory stwierdzono obecność skalenia potasowego w sporej ilości. Rozkłada się on strefowo, stowarzyszony i zaszczepiony silnie z kwarcem. Ziarna są małe, bez przerostów pertytowych i kratki bliźniaczej. Te cechy, tak odmienne od skalenia potasowego w gnejsach, zdają się wskazywać, że mamy tu do czynienia z drugą, młodszą generacją skalenia potasowego występującego także w masie skalnej. Istnieje poza tym skałen potasowy w formie żyłek i gniazd (adular). Trudno obecnie ustalić, czy i w jaki sposób te młodsze formy skalenia potasowego łączą się ze sobą genetycznie.

Profil 16 (fig. 3)

Jest to najbardziej kompletny, niemal ciągły profil przez strefę graniczną gnejsów i łupków. Prowadzi on od grubych gnejsów i granitów poprzez gnejsy przejściowe drobnooczkowe i laminowane do dobrze odsłoniętego bezpośredniego kontaktu

gnejsy — łupki i dalej w głąb serii łupkowej aż do skał bogatych w węglany, które wyznaczają sedimentacyjne przejście do wapieni krystalicznych (profil 17a). Profil ten prezentowany był wycieczkom zjazdu PTG w 1967 r. i Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w 1968 r.

Na zakręcie rzeki poniżej zapory występują grubooczkowe gnejsy, w pewnych partiach deformacyjnie wyprasowane do gnejsów soczewkowych, z wyraźnymi objawami kataklazy i strefami mylonitycznymi, przebiegającymi przez całą skałę. Wśród tych gnejsów obecne są wkładki łupków biotytowych z dużą ilością minerałów tytanowych, będące zapewne zbiotyzowanymi amfibolitami.

U wylotu wąskiego żlebu widoczna strefa silnego tektonicznego rozróżnienia skał gnejsowych świadczy o pokaźnych przemieszczeniach. Przy nich widoczna jest żyła drobnoziarnistego diabazu. Żyła podobnego, nieco grubiej ziarnistego i porfirowego diabazu o grubości około 25 m występuje nieco dalej na północ. Jest to skała ofitowa o składzie: plagioklast (albit przepelniony serycytem), augit diopsydowy przechodzący w aktyolit, chloryt, kwarc, kalcyt, tytanit, rutyl i tlenki żelaza.

Dalej w stronę kontaktu z łupkami występuje strefa gnejsów tzw. przejściowych, drobnooczkowych i laminowanych. Widoczne w nich kierunkowo ułożone pasma muskowitowe rozdzielone są drobną masą kwarcowo-albitową, w której znajdują się większe, przeważnie nieregularne ziarna albitu szachownicowego, powstałego zapewne wtórnie po mikroklinalie, zawierającym wrostki kwarcu i normalnie zbliźnionego albitu. W takio-gnejsie — 4 m od kontaktu z łupkami — napotkano chlorytowo-serycytowo-pseudomorfozy z nielicznymi relikdami granatów (pl. II, fot. 3).

Gnejs przy kontakcie wykazuje wysoką zawartość mikroklinalu w formie sporych oczkowatych ziarn do 4 mm średnicy, o typowych grubych pertytach. Ziarna te nie zajął się wyraźniej z otaczającą masą kwarcowo-albitową, a niektóre wykazują częściowy automorfizm. Podobnie albit nie należy do albitu metablastycznego.

W tym gnejsie, tuż przy kontakcie z łupkami, występuje zgodna wkładka 10-centymetrowej grubości drobnoblaszkowego łupku chlorytowo-serycytowego z dużą ilością minerałów tytanowych, przypominająca łupki będące zmienionymi amfibolitami.

Bezpośredni kontakt opisanego gnejsu mikroklinalnego z łupkami jest zupełnie ostry, a powierzchnia jego jest równoległa do foliacji gnejsów i łupków. Następuje tu gwałtowna zmiana wielkości ziarna i składu mineralnego. Znika mikroklinal, obecny w gnejsach, a w łupkach nieobecny. W miejsce pakietów czysto muskowitowych w gnejsach, w łupkach przy kontakcie występuje muskowit i chloryt w równych ilościach.

Dalej w łupkach ilość chlorytu jest zmienna i często spotyka się łupki czysto muskowitowe lub z niewielką ilością chlorytu. Zmienna jest również w szerokich granicach ilość albitu. Najczęściej jednak występuje on w dużej ilości. W łupku muskowitowo-chlorytowym 3 m od kontaktu z gnejsiem występuje szczególnie dużo albitu w formie okrągłych ziarn do 1 mm średnicy, z kierunkowo ułożonymi wrostkami muskowitu, chlorytu, tlenków żelaza i tytanu. Jest to typowy i bardzo okazały w swoim wykształceniu albit metablastyczny.

W łupku muskowitowym z biotytem około 50 m od kontaktu z gnejsami występuje w drobnej ilości albit szachownicowy. Może to oznaczać, że obecny tu był mikroklinal, który uległ albityzacji, podobnie jak to miało miejsce w laminowanych gnejsach przejściowych.

Dalej ku północy występują łupki chlorytowe z licznymi relikdami biotyty, bogate w albit, z dość dużą ilością kalcytu, gromadzącego się w niektórych laminach i warstwach. Skały są bogate w tytanit.

Profil 17 (fig. 3)

Powyżej profilu 16 na grzbiecie o kierunku SW-NE, na NE od wsi Pokrzywnik, w skarpie drogi odsłania się profil kontaktowy od gnejsów do łupków. Profil ten, opisany przez D. Komacką (1960), a następnie opracowany przez M. Kozłowską-Koch (1965), został ponownie zbadany przez autora niniejszej pracy.

Gnejsy drobno- i średniooczkowe, zawierające ziarna grubopertytowego mikroklinalu o wielkości do 5 × 8 mm, złożone

są w głównej masie z drobnego kwarcu i albitu z pasmami muskowitu, któremu towarzyszy nieco biotyty i chloryt po-biotytowy. Są także pseudomorfozy chlorytowe, przypominające kształtem małe ziarenka granatów. Ziarna mikroklinu wykazują pewną skłonność do automorfizmu i zawierają przeważnie wrostki albitu. Dalej ku NE na odcinku około 6 m występują kolejno różne rodzaje skał, są to:

1. Łupek kwarcowy z drobnymi łuseczkami biotyty i muskowitu (wkładka grubości około 50 cm).

2. Łupek muskowitowy z normalnie zblińczonym albitem tworzącym nieraz ziarna do 0,5 mm, typu odmiennego od metablastycznego. Zawiera nieliczne, małe, chlorytowe pseudomorfozy po granatach.

3. Ponownie gnejs droбноoczkowy różniący się tym od poprzedniego, że oczka tworzy albit szachownicowy, zapewne pomikroklinowy, o blastach dość silnie wnikających w masę kwarcowo-albitową. W skale tej obecna jest również drobna ilość niewielkich ziarn skalenia potasowego do około 1,5 mm.

4. Łupek biotytyowo-muskowitowy, w niektórych laminach z chlorytem, bardzo bogaty w znacznej wielkości (około 0,5 mm \varnothing) ziarna albitu o typowych cechach albitu metablastycznego — z ukierunkowanymi wrostkami należącymi w przeważnie do minerałów tytanowych (pl. I, fot. 3). W niektórych partiach skały w albitcie widoczne są pasma pigmentu minerałów tytanowych (pl. I, fot. 3). Te relikty teksturalne bywają różnie zorientowane względem obecnej foliacji łupku. Tego rodzaju struktury świadczyć mogą, że albit krystalizował w miejsce blaszek łuszczyku bogatego w TiO_2 , a więc zapewne biotyty. Łupki są bardzo często silnie zguflowane. Czasem do gufrazu dołącza się drugie złupkowanie, przy czym w niektórych skałach obserwuje się wyraźną rekrystalizację muskowitu zgodnie z powierzchniami drugiego złupkowania. Z minerałów akcesorycznych poza apatytem, cyrkonem i tytanitem oraz ilmenitem wymienić należy krótkie słupki automorficzne turmalinu.

Mamy więc w tym profilu do czynienia z wzajemnym przekładaniem się gnejsów i łupków na niewielkiej przestrzeni, przy czym można powiedzieć, że mikroklina zanika wraz z pojawieniem się większej ilości łuszczyków.

Omówiona dotychczas część profilu 17 została, jak już wspomniano, wnikliwie opisana przez M. Kozłowską-Koch (1965). Rozróżnia ona podobnie jak i autor dwa rodzaje albitu, jeden który „był od początku na miejscu” — co w tym przypadku oznacza chyba pochodzenie detrytyczne — oraz drugi „doprowadzony w procesie feldspatyzacji”, charakteryzujący się przede wszystkim ukierunkowanymi wrostkami i odpowiadający opisywanemu kilkakrotnie w tej pracy albitowi metablastycznemu. Nie bez znaczenia dla poznania genezy tego ostatniego pozostaje fakt, że w sposób wybitnie charakterystyczny jest on przywiązany do skał bogatych w chloryt lub biotyty, natomiast miejsce jego występowania ujęte jest związane z sąsiedztwem gnejsów. Obserwuje się go w łupkach muskowitowo-chlorytowych lub biotytytowych w różnych poziomach serii łupkowej bliżej lub dalej, a często całkiem daleko od kontaktu z gnejsami. Występuje także we wkładkach zielonych skał, częściowo łupków zawartych w gnejsach. W łupkach zawierających muskowit albit metablastyczny miesza się z albitem detrytycznym, natomiast w łupkach zieleńcowych i zieleńcach występuje wyłącznie albit metablastyczny i to daleko na północny wschód od kontaktu z gnejsami, w skałach bez wątpliwości zaliczanych do serii kaczawskiej. Czy w świetle tych faktów można mówić o albityzacji zieleńców w znaczeniu feldspatyzacji, czyli dopływu skalenia? Należy przypuszczać, że zieleńiec zawierający zapewne od początku pod dostatkiem plagioklazów i to bogatego w wapń, rekrystalizował w warunkach płytkiej metamorfozy facji

albitowo-epidotowo-amfibolitowej lub zieleńcowej i albit jest rezultatem tego rodzaju rekrystalizacji, przy równoczesnym wydzieleniu nadmiaru wapnia w postaci minerałów epidotowych lub odprowadzeniu składnika wapniowego ze skały. Przez analogię z zieleńcami należałoby się domyślać podobnej genezy albitu metablastycznego w łupkach mieszanych muskowitowo-chlorytowych (biotytowych), co równocześnie mogłoby świadczyć, że w łupkach takich mamy do czynienia z mieszanym materiałem detrytyczno-wulkanogenicznym. Oczywiście, jeśli w czasie rekrystalizacji istniał w skale ruch substancji w skali wielkości ziarn (części milimetra), to można przypuścić, że mogły nastąpić przemieszczenia materii albitowej w skali nieco większej, tzn. w skali lamin lub warstw. Mogły powodować one grupowanie się owego metablastycznego albitu w pewnych strefach. W tym sensie zapewne można mówić o objawach feldspatyzacji albitowej.

Godny zauważenia jest fakt, że charakterystyczne w swoim wyglądzie albitu metablastyczne nie są spotykane w gnejsach. Pojawiają się one w nietypowej postaci w niektórych gnejsach przejściowych przy samym kontakcie z łupkami. W droбноoczkowych bogatych w mikroklina gnejsach występuje albo droбноziarnista, bez cech charakterystycznych, odmiana albitu uważana w łupkach za detrytyczną, lub większe ziarna z pewnymi skłonnościami do automorfizmu, nawiązujące do dużych plagioklazów z granitów i grubych gnejsów.

Droбноoczkowe i soczewkowe, przykontaktowe gnejsy rzadko tylko wykazują silniejsze zazębienie ziarn mikroklina lub albitu szachownicowego z innymi minerałami w skale. Wręcz przeciwnie, w większości takich gnejsów ziarna wymienionych minerałów wykazują pewną skłonność do automorfizmu. Jeśliby przyjąć, że gnejsy powstały wyłącznie w efekcie metasomatycznej feldspatyzacji potasowej łupków, to kontakt gnejsy — łupki znajdowałby się w miejscu, gdzie kończy się zasięg feldspatyzacji potasowej. Bez uzasadnionej przyczyny w składzie feldspatyzowanych skał — a przyczyny takiej nie widać — trudno oczekiwać, by intensywność feldspatyzacji tak gwałtownie zmalała, od silnej do zerowej na przestrzeni kilku metrów w omawianym profilu, a na ostrej powierzchni w profilach 7 i 16. Przede wszystkim jednak musiało by dać się obserwować reakcyjne współwystępowanie i przerastanie minerałów w skale.

Wydaje się, że mimo pewnych pozorów, przy uwzględnieniu większej ilości obserwacji z całego regionu, omawiany profil nie może stanowić przykładu ciągu skał stopniowo feldspatyzowanych od łupków do gnejsów.

Śledząc zmienność skał w omawianym profilu dalej ku NE obserwuje się podobne, jak opisane poprzednio, rodzaje łupków przekładające się nawzajem, po czym pojawiają się wapienie krystaliczne poprzedzone łupkami zawierającymi sporo węglanów. Wkładka wapieni powtarza się jeszcze raz po strefie łupków muskowitowo-chlorytowych i muskowitowych, przy czym te ostatnie zawierają nieraz nieco substancji grafitowej. W pewnych partiach te silnie dynamicznie wyprasowane skały wykazują struktury kataklastyczne. W sąsiedztwie wspomnianej drugiej wkładki wapieni krystalicznych występują ponownie

skały świadczące o sedymentacyjnym przejściu od łupków do wapieni. Ich skład mineralny zasługuje na uwagę. Występują tu bowiem muskowitz i biotyty wraz z chlorytem pobiotytowym, albit typu metablastycznego oraz znaczna ilość kalcytu, stanowiącego zapewne pierwotny składnik skały margliczej.

Kontynuując omawiany profil 17 dalej ku NE napotykamy różne rodzaje łupków, których wspólną cechą teksturalną jest silne drobniejsze lub grubsze płaskie zgfrowanie i związane z nim powierzchnie drugiego złupkowania pod kątem często nawet bliskim 90° względem wcześniejszej foliacji i laminacji (pl. II, fot. 4). Zgodnie z powierzchnią drugiego złupkowania (ZII) rekrystalizuje muskowitz i ta powierzchnia jest w skale dominującą powierzchnią łupkowej oddzielności i ją mierzy geolog w terenie jako foliację. Dostrzeżenie natomiast bez użycia mikroskopu starszego kierunku w większości przypadków jest niemożliwe. Zgodnie z powierzchnią ZII może wytworzyć się także wtórna laminacja częściowo wskutek rekrystalizacji kwarcu w formie żyłek, a częściowo wynikająca z naprzemianległości lamin zrekrystalizowanego muskowitzu i stref nie zrekrystalizowanych — kwarcowo-albitowo-chlorytowo-muskowitzowych. Jak więc wydaje się, na podstawie korelacji obserwacji mikroskopowych i makroskopowych, opisane struktury linijne, tj. gufraż i przecięcie powierzchni foliacji i wtórnego złupkowania odpowiadają w przybliżeniu kierunkowi ESE-WNW przy niedużych upadach, co wraz z charakterem lineacji przesądza jej przynależność do systemu I_1 . Pierwotna foliacja i laminacja wykazują większe upady niż wtórne złupkowanie. W rozdziale tektonicznym sprawy te omówione są szerzej w ujęciu regionalnym.

W ogromnej większości omówione łupki należą do muskowitzowo-chlorytowo-kwarcowych z albitem. Bywają niektóre odmiany pozbawione albitu, inne rzadsze zbudowane są wyłącznie z muskowitzu i chlorytu czasem z podrzędną ilością kwarcu. Albit tylko w nielicznych skałach i to tylko w pewnych laminach wykazuje cechy albitu metasomatycznego. W jednej tylko z wielu badanych próbek napotkano sporej wielkości ziarna albitu o subtelnych zbliżeniach szachownicowych.

Z dotychczasowych doświadczeń na terenie omawianego regionu wynika, że szachownicowa odmiana albitu rozwinęła się w efekcie albityzacji mikroklinu. Obserwowano czasem ziarna albitu, w których część wykazuje zbliżenia szachownicowe, a reszta ziarna, o tej samej orientacji optycznej, wykazuje grube normalne lamelki albitowe lub w ogóle jest niezbliniaczona. Podobne fakty opisuje K. Kozłowski (maszynopis) w skałach pasma łupkowego Wojciszycy — Lazně-Libverda, nie zawierających mikroklinu. Ponieważ nie można w opisanych skałach wykluczyć wcześniejszej obecności skalenia potasowego przenikającego się z ziarnami albitu, trudno uważać za udowodnione, jakoby albit szachownicowy powstawał także w inny sposób niż poprzez albityzację mikroklinu. Należy się jednak liczyć z taką możliwością. W jednym z łupków na omawianym odcinku profilu napotkano pojedyncze ziarno skalenia potasowego.

W niektórych strefach łupki zawierają sporo kalcytu. W jednej z odmian łupku występują poza kalcytem grube blaszki brunatnego biotyty, chloryt, rutyl oraz albit typu metablastycznego z wrostkami leukoksenu. Taka kombinacja mineralna przypomina żywo skałę opisaną w pierwszej części profilu 17.

Odliczywszy nawet efekty większego zaangażowania tektonicznego, skały na tym odcinku profilu wykazują drobniejsze ziarno i słabszy stopień przekrystalizowania, a więc ogólnie słabszy metamorfizm niż na odcinku bardziej południowym. Mniejszy tu jest udział albitu metablastycznego.

Przy najdalej na południe położonym domu wsi Pilchowice, nad rzeką Bóbr widoczna jest odkrywka rozkruszonego i zwierzętego granitu z partiami iłów tektonicznych. Strefa taka o grubości około 10 m jest wynikiem wspomnianej już uprzednio ukośnej dyslokacji. Deformacje przez nią wywołane mają

charakter zupełnie sztywny i brak tu jakichkolwiek objawów rekrystalizacji.

Dalej ku północy odsłaniają się niemal bezkierunkowe granity silnie spękane, a wśród nich nie przekraczająca 1 metra wkładka zielonej skały złożonej z chlorytu i albitu typu metablastycznego zawierającego wrostki chlorytu, epidotu, tytanitu i ilmenitu. Osobne ziarna tytanitu i ilmenitu oraz kalcyt uzupełniają skład tej skały, będącej prawdopodobnie zmienioną skałą żyłową.

Granity na lewym brzegu Bobra we wsi Pilchowice są silnie spękane, bogate w grubopertytowy mikroklon. Często mikroklony są w całości zastąpione przez albit szachownicowy. Ku północy skały te przechodzą w drobnooczkowe gnejsy typu przejściowego, które kontaktują z łupkami łyszczykowymi. Ostatnia część profilu została odsłonięta we wkopach. Strefa kontaktowa wykazuje analogię do profilu 16 i części profilu 17, lecz skały są w pewnych strefach silnie skataklazowane i zmylonityzowane bez objawów rekrystalizacji. Postdeformacyjne żyłki tworzy kwarc. Te sztywne deformacje związane są zapewne z pobliską, opisaną poprzednio dyslokacją.

Profile 8 i 9 (fig. 3)

W celu uchwycenia zmienności petrograficznej skał występujących dalej ku północnemu wschodowi od opisanych w poprzednich profilach zbadano odsłonięcia na S od wapiennika położonego na N od wsi Pilchowice (profil 9) i wzdłuż toru kolejowego w pobliżu PGR Pilchowice (profil 8). Skały tu odsłonięte bez żadnych wątpliwości zaliczane mogą być do serii kaczawskiej i leżą w bezpośredniej bliskości wapieni, w których znaleziono skamieniałości, m.in. rodzaj *Cambrotrypa* (Gorczyca-Skała 1966, 1967a). Rodzaj ten, choć ma ograniczone znaczenie stratygraficzne i znany jest dotychczas tylko z Montany w Kanadzie, wskazuje prawdopodobnie na środkowokambryjski wiek wapieni. W każdym razie staropaleozoiczny wiek tej części serii zdaje się nie ulegać wątpliwości.

Ustalenie stosunku łupków i wapieni (marmurów) występujących w najbliższym sąsiedztwie gnejsów (np. w profilu 17) względem łupków (fyllitów) i wapieni występujących głębiej w obrębie serii kaczawskiej, mających istotną dokumentację biostratygraficzną, jest niezwykle ważne dla podstawowych zagadnień budowy geologicznej północnej okrywy granitu Karkonoszy i całego bloku Karkonoszy.

W profilu 9 obserwowano sedymentacyjnie przekładające się bardziej masywne i drobnoblaszkowe łupki kwarcowo-albitowo-muskowitzowe o zmiennej ilości łyszczyku, którego ilość przede wszystkim wpływa na megaskopowy wygląd skały. Skały są bogate w albit (0—3% An). Niekiedy widoczne są ziarna o szachownicowym typie zbliżeń. W skałach, szczególnie w niektórych laminach, występuje sporo kalcytu, zapewne pochodzenia sedymentacyjnego. Zarówno kwarc, jak i albit mają w większości charakter detrytyczny i są jedynie nieznacznie przekrystalizowane. Muskowitz występujący w drobnych blaszkach stanowi przekrystalizowane w warunkach płytkiego metamorfizmu minerały hydromikowe. Silne zmięcenie pasm łyszczykowych jest dowodem silnych deformacji, lecz brak objawów niezabliźnionej kataklazy lub mylonityzacji. Występujący zespół minerałów akcesorycznych to: apatyt, cyrkon i turmalin.

W profilu 8 odsłaniają się skały megaskopowo podobne o zmiennym składzie mineralnym, które ujawniają wiele ciekawych cech strukturalnych i teksturalnych. Niemal wszystkie skały badane mikroskopowo wykazują drugie złupkowanie połączone z gufrażem, ukośne względem pierwotnego warstwowania, laminacji i foliacji. W laminowanym łupku muskowitzowym ze sporą zawartością chlorytu w laminach bogatych w minerały blaszkowe obecne są okrągławe ziarenka albitu wielkości 0,1—0,2 mm o typowych cechach albitu metablastycznego (pl. I, fot. 5). Zawarte w nim wrostki należące do minerałów tytanowych, głównie rutylu, są w sposób nie pozostawiający wątpliwości ukierunkowane i prawdopodobnie albit wzrastał

kosztem łyszczyku i chlorytu. W laminach bogatych w kwarc prawie nie ma albitu, a nieliczne jego ziarna nie zawierają ukierunkowanych wrostków.

Masywne, ze śladami laminacji skały kwarcytowe zawierają okrągławe ziarna kwarcu wielkości około 0,5 mm wśród masy drobnego kwarcu, albitu i blaszek muskowitu lub serycytu. Granice między ziarnami są postrzępione i nierówne, lecz kształty ziarn i struktura skały odpowiadają nieznacznie przekształconemu piaskowcowi.

Cała opisana w wielkim skrócie seria odpowiada zmetamorfizowanym w płytkiej strefie łupkom ilastym, mułowcowym i piaskowcom. Zarówno zestaw skał w serii (łupki muskowitowe, muskowitowo-chlorytowe, bogate w albit, czasem z grafitem, wapienie), jak i skład poszczególnych typów skalnych są podobne lub identyczne w serii blisko kontaktu z gnejsami, jak i dalej od nich. Charakterystyczne, że wszędzie obecny jest jako jedyny skaień czysty albit (0—3% An). I tam i tu występuje charakterystyczny albit metablastyczny i rzadko albit o szachownicowym typie zbliżeniach. Identyczny jest również zestaw minerałów akcesorycznych, przy czym turmalin w formie automorficznych słupek nie należy do minerałów tak powszechnych, jak apatyt lub cyrkon. Podkreślić również należy, że zarówno kierunki, jak i styl oraz typ deformacji są w obu częściach serii identyczne.

Istotną różnicą, dającą się zresztą uchwycić megaskopowo, jest wielkość kryształów, a szczególnie blaszek łyszczyków. Bliżej kontaktu wyższy stopień przekształcenia objawia się większymi blaszkami, a ponadto pojawiają się biotyt i granat reliktowy. Jak już parokrotnie podkreślano, stopień przekształcenia stopniowo maleje ku NE i w żadnym miejscu nie można postawić ostrej granicy między seriami o wysokim i niskim stopniu przekształcenia.

Jeśli więc skały występujące bliżej i dalej od kontaktu z gnejsami nie różnią się składem w megai mikroskali, nie wykazują ostrej granicy w stopniu przekształcenia — metamorfozy, wykazują ten sam typ wykształcenia minerałów, ten sam skład jedynego skalenia i ten sam zestaw minerałów akcesorycznych, a ponadto jednolity sposób deformacji tektonicznych, to nie istnieje żadna podstawa do rozdzielania ich na dwie odrębne serie różniące się wiekiem.

Zdaniem J. i M. Szałamachów (1968a), wzdłuż dyslokacji śródsudeckiej — o niedającym się sprecyzować w tym rejonie przebiegu — miałyby sąsiadować ze sobą łupki izerskie (proterozoiczne) i łupki kaczawskie (staropaleozoiczne), trudne do odróżnienia jedne od drugich.

Ta teza J. i M. Szałamachów jest przypomnieniem stanowiska G. Berga (1935a), który ze względu na silną rekrytalizację łupków z Pilchowic uważał je za odpowiednik suprakrystalnej części okrywy granitu Karkonoszy i uskok śródsudecki proponował prowadzić nie na granicy gnejsy—łupki, lecz nieco dalej na północ. Niezależnie od tego przypuszczał on, że łupki położone na SW od wapieni radomickich mogą należeć do algonku, zaś położone na NE od nich do ordowiku, a nie znajdując między nimi istotnych różnic jedne i drugie zaliczał do serii kaczawskiej.

M. Schwarzbach (1939) podkreślał trudności roz-

graniczenia w obrębie łupków obszarów o różnym stopniu metamorfizmu, choć w 1943 r. uznał podobieństwo łupków z Pilchowic do łupków okolic Złotnik, zamkniętych w obrębie kompleksu izerskiego.

W. Schmuck (1957) zwróciła uwagę, że brak istotnych różnic nie tylko między łupkami na SW i NE od Pilchowic, lecz także między wapieniami z Pokrzywnika a wapieniami Radomic. Ta sama obserwacja jest dla H. R. v. Gaertnera (1964) argumentem, że uważane przez analogię do wapieni wojcieszowskich za kambryjskie, jego zdaniem, słabo zmetamorfizowane wapienie z Pokrzywnika są młodsze od gnejsów. Jak już wspomniano wcześniej, W. Schmuck (*op. cit.*) nie stwierdziła w okolicy Pilchowic istnienia dyslokacji śródsudeckiej.

Profile 18 i 19 (fig. 3)

Liczne skałki na zboczach Dzikiego Wąwozu stwarzają dogodne możliwości studiowania granitów, gnejsów przejściowych i łupków przykontaktowych, lecz trudno tam o ciągły, kompletny profil. Wśród laminowanych gnejsów, stykających się w sposób taki jak opisano w profilu 16 z łupkami bogatymi w albit, występują odmiany drobnooczkowe. Oczka tworzy albit szachownicowy o nieregularnych kształtach, zawierający wrostki kwarcu i starszego albitu. Wśród takich gnejsów wkładka łupku muskowitowo-chlorytowego jest bardzo bogata w albit gruboziarnisty, zawierający ukierunkowane wrostki minerałów tytanowych (tytanit, ilmenit, rutyl), będące podstawową cechą rozpoznawczą albitu metablastycznego. Wielkość ziarn i ilość albitu w skale stwarza podstawę do przypuszczenia, że koncentrował się on w tym miejscu i wskutek metasomatozy wypierał inne minerały. Ziarna opisanego albitu są po brzegach, a często w środku, w sposób nie budzący wątpliwości nadgrzyane, korodowane i wypierane przez skaień potasowy. Ten ostatni nie tworzy w skale samodzielnych ziarn, a ilość jego w porównaniu do innych minerałów jest niewielka.

Skały o wyglądzie jasnych gnejsów laminowanych często nie zawierają ani skalenia potasowego, ani, uważanego za jego produkt wtórny, albitu szachownicowego. Skały te różnią się od łupków przykontaktowych mniejszą sumaryczną ilością łyszczyków, a tym samym większą zawartością kwarcu i albitu, z przewagą muskowitu nad biotytem i chlorytem. Albit na ogół nie zawiera wrostków. Wydaje się, że takie gnejsy mogły stanowić ławice pierwotnie uboższych w materiał ilasty niż łupki mułowcowe czy piaskowcowe, których słabiej przekształcone odpowiedniki spotkać można dalej na północny wschód od kontaktu.

Tak więc w strefie kontaktowej możemy mieć do czynienia z pierwotną osadową zmiennością materiału, na którą nakładają się zmiany składu mineralnego, będące wynikiem przesuńnięć (dopływu i odpływu) substancji pod wpływem krążenia roztworów intergranularnych. Rozpoznanie w konkretnym przypadku, które składniki są autochtoniczne, a które zostały do skały doprowadzone przez owe roztwory, w większości przypadków jest niemożliwe wobec braku odpowiednio ostrych i obiektywnych kryteriów.

W średnioziarnistych, porfiroblastycznych gnejsach mikroklonowych z profilu 19 duże ziarna grubopertytowego mikroklonu, rozmieszczone pojedynczo w drobnej ukierunkowanej masie kwarcowo-albitowej i wykazujące niekiedy częściowo automorficzne kształty, bywają przecięte strefami kwarcowo-muskowitowymi lub kwarcowo-skaliowymi (skaień potasowy). Wygląda na to, że fenokryształy mikroklonu rozerwane zostały przez deformację, a potem w pęknięciach krystalizował muskowit i kwarc, miejscami zaś także skaień potasowy (zapewne drugiej generacji).

Można by wyobrazić sobie, że drobnooczkowy gnejs przejściowy był przykontaktowym, porfirowym, średnioziarnistym granitem facji brzeżnej, który następnie uległ deformacyjnemu ukierunkowaniu, rekry-

stalizacji kwarcu i muskowitu, albityzacji i powtórnej krystalizacji skalenia potasowego. Tłumaczyłoby to ostry na ogół kontakt gnejsy — łupki z pozorami lokalnej przejściowości i szybkie przejście od gnejsów drobnooczkowych do grubych granitów oraz brak w głównej masie mikroklinu w gnejsach cech składnika doprowadzonego w procesie metasomatozy. Dla fińskich granitów metasomatycznych V. Marmo (1955) wymienia następujące warunki występowania mikroklinu: wypieranie plagioklastu połączone z muskowitzacją plagioklastu i powstawaniem myrmekitu; wypełnianie interstycjów między innymi minerałami; pismowe przerosty z kwarcem. Cechy takie w większości badanych skał nie były obserwowane.

Profil 20 (fig. 3)

Powyżej najdalszego na zachód domu wsi Pilchowice gruboziarniste granity i gnejsy zawierają wkładki skał łupkowych. Sam granit w obrębie pakietów muskowitzowych lub większych ziarn silnie przetkanego muskowitzem albitu zawiera drobne ziarna granatu lub pseudomorfozy biotytowe, przypuszczalnie po granacie. Błazki biotytowe należą poza tym do rzadkości i towarzyszy im nieco epidotu. Duże ziarna mikroklinowe wykazują niekiedy objawy wgrzyzania się w albit i być może wypierania go. Odslonięty we wkopie w NE części grzbietu gnejsy zawiera w pewnych strefach duże ziarna albitu szachownicowego, które — sądząc po sposobie występowania wrostków i po kształtach — stanowią zalbityzowane mikrokliny. Jednocześnie w tej skale obecne są w pewnych strefach małe ziarna mikroklinu bez objawów albityzacji. Mogłoby to oznaczać, że istniały dwie fazy krystalizacji skalenia potasowego w skale rozdzielone procesem albityzacji. Większe ziarna albitu lub mozaikowe jego skupienia utkane są ziarnami klinozoizytu. Podobnie klinozoizyt występuje wśród pakietów muskowitu, któremu towarzyszy odrobina biotytu. W tym samym wkopie występują wkładki bogatego w skalenie łupki muskowitzowego na pograniczu gnejsu, zawierającego typowy albit metablastyczny, trochę biotytu i klinozoizytu, a także sporo mikroklinu wypierającego, jak się wydaje, łyszczyki i albit lub lokującego się w interstycjach. W rowie o długości 5 m po południowo-zachodniej stronie występują częściowo średniooczkowe gnejsy mikroklinowe, o foliacji zapadającej około 50° ku NE, zaś po jego północno-wschodniej stronie chlorytowo-muskowitzowe łupki bogate w albit zapadające ku zachodowi (pl. II, fot. 5). Na granicy gnejsów i łupków występuje strefa silnie rozartych łupków i gnejsów oraz ilitu tektonicznego o grubości około 50 cm. Dalej ku NE występują łupki bardzo silnie pofałdowane.

Profil 20 jest przykładem kontaktu tektonicznego gnejsy — łupki, z dyslokacją sąsiadują jednak typowe gnejsy przejściowe, charakterystyczne dla strefy przykontaktowej w innych nie wykazujących dyslokacji profilach. Można przypuszczać, że niewielkiej skali dyslokacja przerwała kontakt pierwotnie zgodny i analogiczny z profilem 16.

Profil 21 (fig. 3)

Na południowy zachód od wsi Radomice, na północnym zboczu doliny Potoku Pilchowickiego występuje wśród skał gnejsowych pakiet łupków przedstawiający się w intersekcji jako oderwany płat. Napotkano tu we wkopach bardzo silnie zmięte łupki muskowitzowo-chlorytowe z blastycznym albitem. Ku północnemu wschodowi łupki te stykają się wzdłuż typowo tektonicznej granicy z kataklastycznym bezkierunkowym granitem, natomiast po południowo-zachodniej stronie łupki przykryte są aluwiami, pod którymi ukrywa się zapewne normalny kontakt z gnejsami, przypuszczalnie tektonicznie naruszony, analogiczny do opisanego w profilu 20.

Profil 22 (fig. 3)

Na S od wsi Radomice, po południowo-wschodniej stronie wzniesienia 406,4 m, przebiega poprzeczna względem kierunku

głównego kontaktu dyslokacja o kierunku NE-SW, która uwidacznia się we wkopach ponad 20-metrowej szerokości strefą glin tektonicznych. Rozpoznany w innej serii wkopów po południowo-wschodniej stronie wspomnianego wzniesienia kontakt gnejsów z łupkami ma również charakter tektoniczny; wzdłuż niego silnie rozarte łupki muskowitzowe, często bogate w albit sąsiadują ze zmylonityzowanymi gnejsami. Pojawiają się tu silnie zdeformowane przejściowe typy gnejsów, zawierające zamiast mikroklinu albit szachownicowy.

Profile 23 i 24 (fig. 3)

Rejon wsi Radomice stanowi dogodny teren do przestudiowania w miarę kompletnego profilu, podobnie jak to zrobiono dla rejonu wsi Pilchowice, od gnejsów aż do wapieni.

W centrum wsi koło szkoły stwierdzono we wkopach, że wzdłuż granicy o charakterze tektonicznym stykają się zdeformowane gnejsy, które miejscami mogą przypominać pewne typy przejściowe, odznaczające się obecnością dużych porfiroblastów pertytowych w drobnej masie kwarcowo-albitowej. Inne gnejsy, zaledwie około 15 m od kontaktu z łupkami, zasługują raczej na miano zdeformowanych, kataklastycznych granitów, m.in. ze względu na obecność większych ziarn albitowych. Z gnejsami sąsiadują łupki o wszystkich cechach serii przykontaktowej znanej z Pilchowic. W skarpie i drodze przez wieś odsłonięte są przeważnie łupki muskowitzowo-chlorytowe bogate w albit metablastyczny z ukierunkowanymi wrostkami. Przekładają je bardziej masywne skały kwarcowo-albitowe z odrobiną chlorytu i muskowitu. Zarówno zmienność w skali warstw kilkunastometrowych, jak i milimetrycznych lamin wydaje się mieć pochodzenie osadowe. Ziarna albitu metablastycznego w partii osiowej małych fałdów dochodzą do około 1 mm średnicy. Na podkreślenie zasługuje fakt, że w laminowanych łupkach muskowitzowo-chlorytowych, gdzie minerały te grupują się w odrębnych laminach, albit rekrystalizacyjny wybitnie gromadzi się w laminach chlorytowych, które są nim przepelnione, zaś w laminach muskowitzowych spotyka się go rzadziej. Ta prawidłowość potwierdza się również w przypadku warstw lub grubszych stref. Nawiązując do obserwacji zieleńców bogatych w albit metablastyczny można sądzić, że laminy chlorytowe przynajmniej w części pochodzą z materiału wulkanicznego — piroklastycznego.

Dalej ku NE w serii wkopów odsłonięto różne, silnie zmięte i częściowo kataklastyczne łupki, z reguły bogate w albit. Część ziarn tego minerału wykazuje szachownicowy typ zbliżeniowy. Niekiedy struktury przywodzą wyraźnie na myśl zrekrystalizowane i skataklazowane, a następnie przeważnie przepojone wodorotlenkami żelaza mułowce i piaskowce. W najbliższym sąsiedztwie wapieni występują bogate w muskowitz łupki o czarnej barwie, związanej z dużą zawartością tlenków Fe. Opisana seria wykazuje pełne analogie do profilu badanego we wsi Pilchowice.

Profile 25 i 26 (fig. 3)

Około 400 m na W od wsi Radomice, w pobliżu drogi do Wojciechowa, napotkano we wkopach skały z gatunku gnejsów drobnooczkowych i gruboblastkowych łupków łyszczykowych z chlorytem, zawierających albit metablastyczny w ziarnach do około 1 mm średnicy. Skały silnie wyprasowane miejscami mylonityczne, świadczą o zaznaczonych w tym rejonie silnych ruchach o charakterze dyslokacji nieciągłych.

Profil 27 (fig. 3 i 4)

Około 1 km na W od wsi Radomice na S od punktu wysokościowego 449,7 m serią wkopów udało się rozpoznać strefę kontaktową między gnejsami a łupkami. Na podkreślenie zasługuje fakt przekładania się nawzajem skał zawierających mikrokliny i pozbawionych tego minerału. Kontakt grubooczkowego gnejsu z łupkiem muskowitzowo-biotytowym we wkopie 372 jest ostry i zgodny, bez znamion tektonicznego wyprasowania. W skałach łupkowych we wkopie 378 pojawia się powtórnie mikrokliny i to o takim samym typie grubych pertytów. Ziarna jego są silnie ząbione z masą skalną i przerośnięte z kwarcem i albitem. Morfologia tych przerostów wskazywać by mogła na stop-

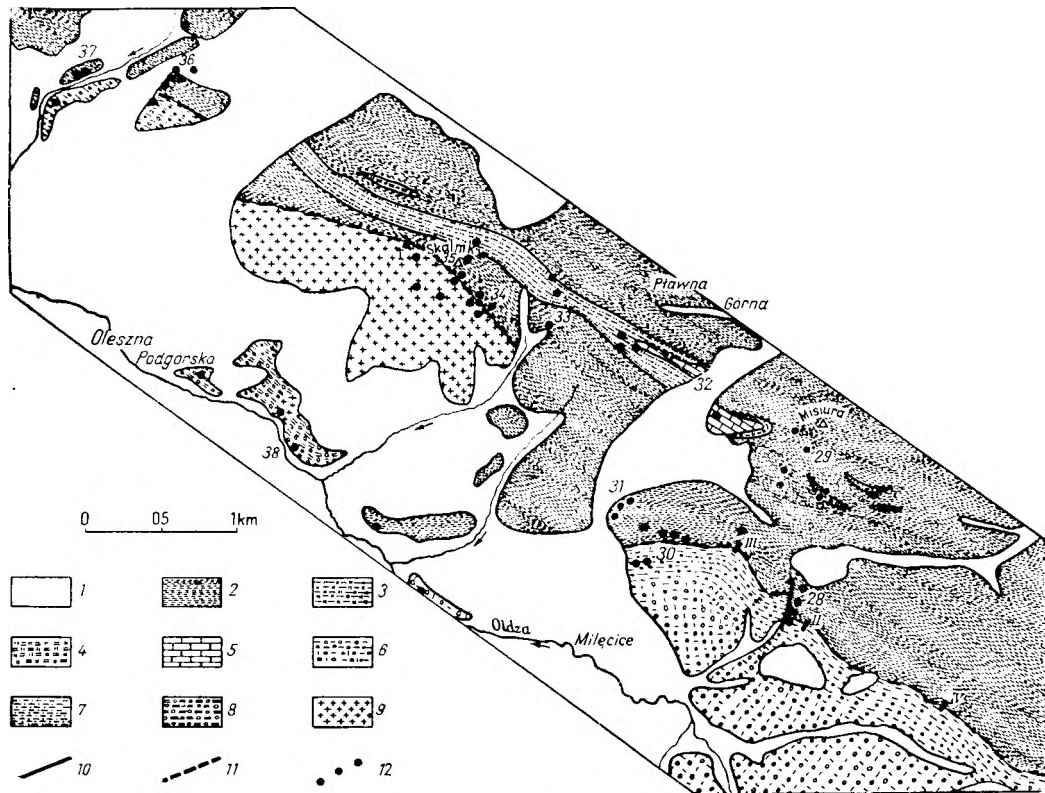


Fig. 5

Mapa geologiczna strefy granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Miłęcice, Pławnej Górnej i Olesznej Podgórskiej, według T. Oberc-Dziedzic (1966) i G. Berga (1927) z uzupełnieniami autora

1 — utwory najmłodsze (czwartorzęd), 2 — łupki łyszczykowe, 3 — łupki zielencowe, 4 — metadiabazy, 5 — marmury, 6 — gruboziarniste jasne gnejsy i granity izerskie, 7 — gnejsy przejściowe, 8 — ciemne gnejsy, 9 — średnioziarnisty granit muskowitowy, 10 — dyslokacje, 11 — granice geologiczne z objawami częściowego wyprasowania tektonicznego, 12 — badane profile

Geological map of the boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the region of Miłęcice, Pławna Górna and Oleszna Podgórska. After T. Oberc-Dziedzic (1966) and G. Berg (1927), supplemented by the present writer

1 — youngest rocks (Quaternary), 2 — mica schists, 3 — greenschists, 4 — metadiabases, 5 — marbles, 6 — coarsegrained light gneisses and Izera granites, 7 — transition gneisses, 8 — dark gneisses, 9 — medium-grained muscovite granite, 10 — dislocations, 11 — geological boundaries displaying in part tectonic squeezing, 12 — investigated profiles

Profil IV² (fig. 5)

Położony na NE od wsi Wojciechów rów badawczy Zakładów R1 długości 22 m opracowany został i szczegółowo opisany przez T. Oberc-Dziedzic (1966) wraz z trzema podobnymi profilami położonymi dalej na północny zachód. Szczegółowe rysunki, opisy mikroskopowe wraz z mapą 1 : 25 000 dostarczają wartościowego materiału, który pokrótce będzie niżej zreferowany. W profilu IV występują od SW ku NE następujące skały: drobnolaminowane gnejsy chlorytowe z albitem i skałeniami potasowym, łupek albitowy, łupek albitowy z porfiroblastycznym biotytem, łupek chlorytowy, łupek chlorytowy z albitem, zawierający niekiedy granat, łupek kwarcowy z serycytem i łupek chlorytowo-muskowitowy z albitem, częściowo szachownicowym. Wymienione skały przekładają się ze sobą, w znacznej części są skatakłazowane, a pewne strefy — na ogół zgodne z warstwowaniem — wypełnia glina tektoniczna. W samym północno-wschodnim końcu rowu występują „fyllity silnie zaangażowane tektonicznie”, które, sądząc z rysunku, autorka zalicza już do starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Bezpośrednio z nimi stykają się skatakłazowane łupki chlorytowo-muskowitowe, zaliczane już do prekambryjskiego bloku izerskiego i na granicy tych skał przebiegać ma „dyslokacja śródsudecka”. W tym miejscu nie ma gliny tektonicznej, która tworzy kilka

² Profile opatrzone liczbami rzymskimi zostały opracowane przez T. Oberc-Dziedzic (1966).

stref o grubości około 1 m w tym samym wkopie nieco dalej na południowy zachód.

Profil II (fig. 5)

Rów znajdujący się na NE od wsi Miłęcice, ma długość 30 m. W południowo-zachodniej części rowu występują łupki łyszczykowe (schlorytyzowany biotyt i muskowitz) z albitem i skałeniami potasowym występującym w formie żyłek i gniazd. Oddzielone są one 20—30-centymetrową strefą gliny tektonicznej („dyslokacja śródsudecka”) od zgodnie z nimi występujących fyllitów z wkładkami łupków zielencowych, łupków piaszczystych i fyllitów grafitowych. Wśród nich pojawia się 3,5-metrowa strefa „gnejsów warstewkowych”. Są to skały laminowane i soczewkowe, biotytytowo-muskowitowe, zawierające sporo albitu i pozbawione — jak wynika z opisu — skałeniami potasowego. Autorka nic nie wspomina także o albitach szachownicowym. Niektóre z nich wyglądem megaskopowym zbliżone są do łupków piaszczystych obecnych w pobliżu w tym samym profilu. W skałach tych występuje granat.

Autorka skłonna jest uważać te skały za fragment gnejsów „wciśnięty w obręb plastycznych fyllitów” w „czasie formowania głównego uskoku śródsudeckiego”, stwierdzając jednocześnie, że „niektóre z tych

łupków (mowa o łupkach łyszczkowych związanych przejściami z gnejsami warstwowymi) zbliżone są makroskopowo do łupków piaszczystych”, przylegających do nich z obu stron w profilu. Przy pełnej zgodności foliacji i laminacji wszystkich skał w profilu o wiele prościej przyjąć w tym miejscu ciągłość serii różnych rodzajów łupków, bez potrzeby uciekania się do hipotez o „wciskaniu się fragmentów” jednych skał w drugie.

Profil 28 (fig. 5 i 6)

Około 150 m na północny zachód od profilu II w rozmytej drodze o kierunku NE-SW na NE od wsi Miłęcice opracowano i uzupełniono wkopami profil o łącznej długości, około 100 m, a wraz z odkrywkami krańcowymi — 300 m. W południowej części profilu w odkrywce 311 obserwować można strefę przejściową od gnejsów mikroklonowych typu przejściowego, drobnooczkowych o białych skaleniach, będących silnie pertytowymi mikroklonami lub znacznie rzadziej mniejszymi albitami, do łupków. Większość ziarn wykazuje objawy sztywnych deformacji, zablźnionych często kwarcem. Około 80 m dalej na południe w odkrywce 312 występuje słabo kierunkowy gnejs, a właściwie granit bogaty w grubopertytowy mikroklon i obecny w znacznie mniejszej ilości lekko zserycytizowany albit w formie dużych ziarn.

Gnejs mikroklonowy (311m) ku północy przechodzi w silnie wzbogacony w żyłki kwarcu i pozbawiony niemal całkowicie łyszczków gnejs, zawierający w miejsce mikroklonu albit szachownicowy (próbka 311f). Skałę tę przecina ukośnie żyłka mętnego adularu pozbawiona pertytów i kratki mikroklonowej, ostro odgraniczona i młodsza od albitu szachownicowego. Dalej ku północy, po wkładce drobno blaszkowego łupku biotyтового z nielicznymi okrągłymi ziarnami albitu metablastycznego o ukierunkowanych wrostkach, występują łupki muskowitowo-chlorytowe z pewną zawartością biotyту. Jeszcze dalej następują łupki chlorytowe z niewielką tylko zawartością muskowitu (próbka 311b), bogate w okrągławe ziarna albitu wielkości 0,5—1,0 mm, maksymalnie do 2,5 mm, o ukierunkowanych wrostkach minerałów tytanowych i kwarcu, rzadko muskowitu lub chlorytu. Są to typowe przykłady albitu metablastycznego wielokrotnie poprzednio opisywanego. W próbce 311h plamisty skałen potasowy infiltruje międzyziarnowo i wypiera od brzegów, a także i w całej masie, kryształy albitu, tworząc niekiedy nawet samodzielne ziarna. W związku z infiltracją potasową obserwuje się silniejszą po brzegach ziarn serycytizację albitu. Zjawisko to daje się obserwować tak-

że w tych łupkach, które nie zawierają skaleni potasowego. W próbce 311g obecne są laminy kwarcowe, w których zawarte są teksturalne relikty masy łyszczkowo-albitowej z czego wynika, że kwarc powstaje kosztem zarówno łyszczku, jak i albitu. W sąsiedztwie tych lamin kwarcowych stopień serycytizacji albitu jest znacznie wyższy i wydaje się, że te same laminy stanowiły drogę infiltracji potasowej. Wśród opisanych łupków wkładkę grubości około 3 m — zgodną przynajmniej w wąskiej strefie odsłoniętej — tworzy jasna niemal bezkierunkowa skała, o składzie i strukturze wskazującej na wylewność lub żyłowe pochodzenie, nazwana albitofirem (próbka 311c). To skalne zbudowane jest z drobnych, pozbawionych własnych kształtów ziarn silnie zserycytizowanego plagioklastu o składzie albitu. Ten sam skład mają fenokryształy albitu o automorficznych zarysach (0—3% An) i wielkości około 2 mm. Czasem skupiają się one po kilka. Gdy drobne kryształy tła zserycytizowane są całkowicie, to większe fenokryształy zserycytizowane są silnie po brzegach, zaś wewnętrzne partie wolne są od serycytu. Bardzo prawdopodobne, że i tu serycytizacja jest skutkiem dopływu potasu. W skałe obecne są pseudomorfozy biotyтуowe lub biotyтуowo-chlorytuowo-serycytowe o automorficznych kształtach przekrojów w towarzystwie długich słupek ilmenitu z widocznymi czasem zakończeniami w kształcie piramidy. Często szedocne są przekroje w kształcie rombów lub wydłużonych sześcioboków. Kształty te wskazują, że pierwotnie były to zapewne fenokryształy amfiboli. Uporządkowanie ich ma charakter fluidalny. Biotytyzację amfiboli wraz z serycytizacją albitu należy chyba uważać za wynik metasomatozy potasowej związanej z odległym zaledwie o 8 m gnejsiem mikroklonowym. Plagioklast w tej skałe mógł być pierwotnie bardziej zasadowy, lecz uległ albityzacji. Jest to zjawisko o wielkim zasięgu regionalnym obserwowane powszechnie zarówno w obrębie kompleksu izerskiego, jak i w serii kaczańskiej.

Trudno w obecnej chwili zdecydować, z czym wiązać tę skałę żyłową. Jej zgodne ułożenie wśród łupków i albitowy skład mogłyby wskazywać na pewne koneksje z keratofirami Gór Kaczańskich. Z drugiej strony mogłaby ona być związana z drobno- i średnioziarnistym granitem albitowym, występującym około 2,5 km na północny zachód w rejonie wzgórze Skalnik (patrz profile 34, 35).

Dalej ku północy w odkrywkach 310, 309, we wkopach 317 i 318 oraz w odkrywce 308 występują przekładające się na zmianę bardziej łupkowe lub bardziej masywne, ciemniejsze i jaśniejsze skały, na które składają się: łupki muskowitowo-chlorytowe, zawierające odrobinę biotyту, bogate w albit, z którego część ziarn wykazuje szachownicowy typ zbliźniczeń (309a), szarozielone łupki zieleńcowe — chlorytowe, z pojedynczymi blaszkami muskowitu, bogate w albit metablastyczny i zawierające dużo leukoksenu i odrobinę kwarcu (309c), łupki muskowitowo-biotytowo-chlorytowe z albitem częściowo o szachownicowych zbliźniczeniach (318). Niektóre ziarna albitu wykazują zamknięty wewnątrz pylasty pigment grafitowy. Trochę tego pigmentu towarzyszy także łyszczkom (317).

Podobne łupki muskowitowe z pewną zawartością chlorytu, bogate w albit, częściowo o szachownicowym typie zbliźniczeń i zawierające trochę pigmentu grafitowego wewnątrz ziarn albitów i w towarzystwie łyszczków, występują w najbardziej północnej części profilu (odkrywka 307).

Opisane skały w licznych strefach wykazują silne objawy sfałdowania, rozrarcia i wyslizgania.

Przy okazji próby korelacji omawianego profilu z opisanym poprzednio profilem II Teresy Oberc-Dziedzic nasuwają się pewne uwagi terminologiczne. Mimo wnikliwych opisów petrograficznych cytowanej autorki i mimo własnej dobrej znajomości występujących tu skał, autor ma istotne trudności ze znalezieniem odpowiedników skał w nieodległych przecież (około 200 m) profilach. W opisach tej autorki i innych badaczy stosowane są terminy łupek i gnejs dla skał prekambryjskich kompleksu izerskiego, termin fyllit — dla skał serii kaczańskiej, co sztucznie stwarza podstawy dla podkreślenia tektonicznej nieciągłości, gdy w rzeczywistości między owymi łupkami a fyllitami

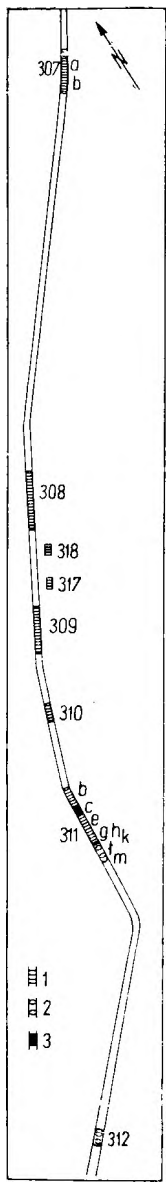


Fig. 6

Profil 28 (NE od wsi Miłęcice) — plan odsłonięć w drodze i miejsce pobrania próbek

1 — łupki łyszczkowe, 2 — skała żyłowa (albitofir), 3 — gnejsy

Profile 28 (NE of the village Miłęcice) — sketchmap of outcrops in the road and sampling sites

1 — mica schists, 2 — dike rock (albitophyre), 3 — gneisses

nie ma istotnych różnic petrograficznych lub istnieją ciągle przejścia.

Główne zagadnienie sprowadza się do pytania, kiedy skała w tym kompleksie zasługuje na nazwę gnejsu. Posługiwanie się w tym celu procentową zawartością skałenia w ogóle, tzn. zarówno skałenia potasowego, jak i albitu, mogłoby prowadzić do szkodliwych nieporozumień. Daleko wśród łupków, należących niewątpliwie do serii kaczańskiej, występują bowiem liczne skały drobnoziarniste, przeważnie masywne, o ilości albitu znacznie przewyższającej ilość kwarcu, lecz skałą taką trudno nazwać gnejssem. Skała o podobnym składzie (kwarc, łyszczyki, albit) i strukturze oczkowej lub soczewkowej niewątpliwie przez każdego geologa nazwana będzie gnejssem. Z drugiej strony nawet drobnoziarnista, lekko kierunkowa skała, zawierająca skałeni potasowy w poważnej ilości, mimo braku struktury oczkowej lub soczewkowej, będzie nazwana gnejssem. Ostatni rodzaj skał należy w omawianej strefie granicznej do rzadkości i skały takie określane są jako gnejsz aplityowy.

Bez pretensji do szerszych uogólnień, z czysto praktycznych względów, w omawianej strefie gnejszami zdecydowałem się nazywać skały kierunkowe raczej ubogie w łyszczyki, o ziarnie przekraczającym 3 mm średnicy, zawierające pokaźną ilość skałenia potasowego lub takie, co do których można przypuszczać, że go w pokaźnej ilości zawierały. Ostatnie zastrzeżenie dotyczy załbityzowanych gnejszów, w których albit szachownicowy zastąpił mikroklin. Odpowiednie skały bezkierunkowe zasługują na nazwę granitów. Pozostałe skały zdecydowałem się opisywać jako łupki.

Świadomie zrezygnowałem tu z terminu fyllit. Dopóki poszczególne minerały blaszkowe (muskowit, chloryt, biotyt) tworzą dobrze indywidualizujące się pod mikroskopem blaszki, termin łupek (muskowitowy, biotytowy, chlorytowy) wydaje się właściwy także dla drobnoblaszkowych odmian. Używanie tego samego terminu dla wszystkich skał łupkowych w profilach zwalnia całkowicie od subiektywnej decyzji, gdzie kończy się łupek a zaczyna fyllit. Jak wśród skał łupkowych w omawianych profilach brak ostrej zmiany cech strukturalnych i składu, tak i w ich nazewnictwie należy zachować naturalną ciągłość.

W omawianej strefie wymienione cechy gnejszów z reguły współistnieją i zaproponowany podział skał z jednej strony daje możliwość megaskopowego rozróżnienia ich w terenie, z drugiej zaś ma swoje uzasadnienie genetyczne.

Wracając do sprawy korelacji profilów należy chyba sądzić, że 30 m profilu II odpowiada odcinkowi od środkowej części odkrywki 311 do odkrywki 310 w profilu 28.

Profil III (fig. 5)

Na NE od wsi Miłęcice około 600 m na północny wschód od profilu 28 opracowany przez T. Oberc-Dziedzic rów badawczy Zakładów R1 długości 21 m objął w swojej południowo-zachodniej części gnejsy warstewkowe zawierające skałeni potasowy w masie skalnej z wkładkami łupków chlorytowych. Dalej występują łupki albitowe muskowitowo-biotytowe z albitem metablastycznym i różne odmiany łupków o zmiennych proporcjach albitu, kwarcu z jednej strony i minerałów blaszkowych z drugiej. Autorka napotkała tu drobne granaty, a także

allanit i zoizyt. Skały są w wielu miejscach znacznie skataklowane i pocięte strefami gliny dyslokacyjnej. Najgrubsza jej strefa (1 m) występuje w środkowej części rowu i tu autorka wyznacza przebieg „dyslokacji śródsudeckiej”. Na północny wschód od niej występują „łupki piaszczyste z wkładkami zielonawych i szarych fyllitów bogatych w serycyt oraz granatowoszarzych i czarnych fyllitów grafitowych”. Skały te wykazują daleko posuniętą kataklazę. Autorka podkreśla podobieństwo łupków muskowitowych do fyllitów i łupków kwarcowych z albitem do łupków piaszczystych.

W profilu tym występują zatem gnejsy przejściowe, łupki przykontaktowe i łupki bez objawów silniejszej rekrystalizacji. Ciągłość profilu zakłócona jest strefami dyslokacji.

Profil 29 (fig. 5)

W rejonie wzgórza Misura wykonano szereg wkopów w celu uchwycenia zmienności inwentarza skalnego. Większość skał to łupki drobnoblaszkowe, muskowitowe, zawierające niekiedy nieco chlorytu i zmienną ilość albitu. Grubiej blaszkowe odmiany obserwowano w różnych poziomach, również ilość i wielkość ziarn albitu może być różna.

Skały oznaczone przez T. Oberc-Dziedzic jako metadiabazy wykazują rozmaite nasilenie wtórnych przeobrażeń. Obecne są prawie bezkierunkowe skały o składzie: albit, epidot (zsaurytyzowany, starszy, silnie wapienny plagioklaz), amfibol zbliżony do aktynolitu, trochę wtórnego chlorytu i tytanit. Listewkowe bezładnie ułożone plagioklasy i bezkształtne raczej lub krótkosłupkowe amfibole przy średniej wielkości ziarna około 1—2 mm świadczą, że mamy tu do czynienia z żyłową lub subwulkaniczną skałą zasadową. W niektórych odmianach deformacje w skałe ograniczają się do zuskokowania lamelek plagioklazów, w innych obserwuje się silne zmiecie, wyprasowane i zastąpienie amfibolu przez chloryt. W takich skałach występują kwarc i kalcyt, wprowadzone zapewne do skały w czasie działania procesów metamorficznych.

Profile 30, 31, 32, 33 (fig. 5), uzupełnione punktami z profilu 29 składają się na profil od Miłęcice do Pławnej Górnej. Jest on niekompletny, bowiem sam kontakt gnejsy — łupki jest przykryty przez czwartorzęd i mimo prac ziemnych pozostał nieodkryty, a łupki łyszczkowe wzgórza Opalek oddzielone są od wapieni doliną wypełnioną utworami czwartorzędowymi.

Przy drodze Miłęcice — Golejów odsłaniają się jeszcze gnejsy należące do odmian przejściowych, zawierające grubopertytowy mikroklin w postaci większych ziarn w drobniejszej kwarcowo-albitowej masie z pasmami muskowitu. Ilość albitu szachownicowego jest zmienna. W niektórych jasnych odmianach zastępuje on całkowicie mikroklin i mamy do czynienia ze znanym, np. z Pilchowic, typem czysto albitowego gnejsu przejściowego.

W korycie potoku dalej ku północy odsłaniają się różne silnie zmiecie i wyprasowane łupki muskowitowe z chlorytem pobiotytowym i albitem. W partiach, które uniknęły silnego rozróżnienia, zachowały się spore blaszki muskowitu i większe ziarna albitu. Niektóre zawierają sporo drobnych ziarn turmalinu. Łupki — choć znajdują się w pobliżu kontaktu z gnejszami — są przeważnie drobnoblaszkowe i drobnoziarniste wskutek znacznych zmian diaforycznych pod wpływem sztywnych deformacji. Dalej na północ, na południowym zboczu wzgórza Opalek występują podobne łupki, w pewnych warstwach zawierające pigment grafitowy, a w odkrywcę przy szosie Lubomierz — Pławna na zachód od szczytu obserwować można odmiany grubiej blaszkowe i o grubszym ziarnie. Muskowitowi towarzyszy z reguły chloryt pobiotytowy, a relikty biotyty są gdziegdzie jeszcze dostrzegalne. W niektórych odmianach blaszki biotyty, zastąpione obecnie przeważnie przez chloryt, usytuowane były poprzecznie do orientacji muskowitu i znacznie większe od blaszek muskowitu. Ta cecha nawiązuje do odmian tzw. łupków plamistych, występujących w pasmach łupkowych Żłotnik i Wojcieszycy — Łazń-Libverda. Ziarna kwarcu i albitu przekraczają niekiedy średnicę 1 mm w skałe. Albity w ogromnej większości są normalnie zbliźniane, ale spotyka się też ziarna o szachownicowym typie zbliźniaczeń. W skałach tych w postaci zgodnych z foliacją gniazd, żyłek, infiltracji w masę skalną, a także poprzecznych stref infiltracyjnych wykorzystujących strefy deformacji, np. na fleksurach, występuje skałeni po-

tasowy — adular w postaci silnie brunatno zmetnialych ziarn z lekką czasem plamistych, lecz pozbawionych mikroklinowej kratki bliźniaczej. Nie reaguje on z albitem i nie tworzy skomplikowanych przerostów antypertytowych, lecz odrębne ziarna ostro odgraniczone. Albity są w tych skałach silnie zsercytyzowane. Czasem obecne są odrębne skupienia serycytu.

Soczewom wapieni Pławnej Górnej towarzyszą skały zieleńcowe, a także łupki muskowitowe. Interesujące są różne mieszane skały. Trzeba podkreślić wysoki stopień przekrystalizowania nie tylko kalcytu, lecz także muskowitu, albitu, epidotu i kwarcu. Spośród omawianych skał towarzyszących wapieniom wyróżnić należy: łupki muskowitowo-kalcytowe z kwarcem oraz wapienie z muskowitem, kwarcem i albitem zawierające niekiedy sporo grafitu. W takim właśnie wapieniu w niedużym łomie na zachód od Pławnej Górnej obserwowano znaczne nagromadzenie drobnych słupków turmalinu, a miejscami silne przepojenie tlenkami Fe. Zieleńce towarzyszące wapieniom, zbudowane z chlorytu i albitu, często bogate są w epidot i tytanit. Czasem ziarna albitu wykazują pewną listewkowość wykształcenia, częściej jednak są okrągławe, nieregularne i zawierają liczne wzrostki (albit metablastyczny). Do wymienionych minerałów dołączają się mogą w różnych proporcjach kalcyt, kwarc, a także muskowit i jak zawsze niemal wszędzie obecne tlenki Fe. Powstają rozliczne mieszane skały bezkierunkowe lub ze śladami laminacji i foliacji, z reguły dobrze zrekrytalizowane.

Na północny zachód od wapieni Pławnej Górnej (profil 33) badano różne łupki muskowitowe, niekiedy z chlorytem. Na podkreślenie zasługuje ich silne zmięcie i wykształcenie wtórnego kierunku złupkowania ukośnego do pierwotnej foliacji i niekiedy laminacji. Muskowit rekrystalizuje na nowym kierunku złupkowania. Jeśli taka przebudowa tekstury jest odpowiednio daleko posunięta, nie uda się już rozpoznać (zwłaszcza megaskopowo) dawnej foliacji.

SRODKOWA CZĘŚĆ STREFY GRANICZNEJ OD OLESZNEJ PODGÓRSKIEJ DO KOŚCIELNIK ŚREDNICH

Od Siedlęcina do Pławnej Górnej i Miłęcice sposób rozwinięcia strefy kontaktowej między gnejsami kompleksu izerskiego a łupkami serii kaczawskiej był pomimo pewnych różnic w szczegółach jednolity. Występowały tu przeważnie kolejno gnejsy gruboziarniste, gnejsy przejściowe i sąsiadujące z nimi łupki. Sytuację taką spotykamy jeszcze przypuszczalnie we wsi Miłęcice na zachód od drogi Lubomierz — Pławna (profil 38, część E), chociaż brak tu odkrywek gnejsów przejściowych.

Profile 34, 35, 38 (fig. 5)

W rejonie wsi Oleszna Podgórska i wzgórze Skalnik (469,0 m) między gnejsami a łupkami występuje strefa jasnego granitu muskowitowego o długości 2 i szerokości około 1 km. Gnejsy wykazują znaczną zawartość ciemnych minerałów i tą cechą oraz wysokim stopniem serycytyzacji plagioklastu wraz z całkowitą albityzacją mikroklinu nawiązują do tzw. *gnejsów granodiorytowych*.

Kontakty granitu z łupkami od północnego wschodu zostały zbadane szczegółowo we wkopach (profile 34 i 35). Pozostałe kontakty nie zostały rozpoznane, są bowiem zasłonięte przez utwory czwartorzędowe. T. Oberc-Dziedzic (1966) przyjmuje po południowo-wschodniej stronie granitu istnienie uskoku o kierunku NE-SW. Jeśli uskuk taki rzeczywiście istnieje, musi on przebiegać nieco dalej na wschód, niż to wyznacza autorka na swojej mapie, we wkopach bowiem po zachodniej stronie potoku, na granicy utworów czwartorzędowych uchwycono granit. Można jednak powątpiewać czy uskuk ten w ogóle istnieje, choćby na podstawie faktu, że nie przerzuca on poziomu łupków zieleńcowych ciągnących się na północ od wzgórze Skalnik. Zagadnienie kształtu ciała granitowego łączy się z jego genezą i będzie jeszcze omawiane później.

Granit wykazuje pewne zróżnicowanie na obszarze swojego występowania zarówno pod względem składu mineralnego, jak i grubości ziarna. Na ogół jest to jasna skała bezkierunkowa, kaszowato wietrzejąca, w części środkowej i zapewne południowej zawierająca znaczny procent skaleni potasowego. W pobliżu północnego kontaktu minerał ten zanika. Podstawowym warunkiem rozpoznania granitu są cechy strukturalne i teksturalne. Plagioklasty wykazują przeważnie znaczny stopień automorfizmu, są regularnie zbliźniaczone albitowo, przyprószone z lekką serycytem, a także być może drobnymi pyłkami minerałów z grupy epidotu. Skład zawsze odpowiada albitowi w granicach 0—3% An. Skalenie potasowe nie wykazują kratki mikroklinowej, są lekko plamiste. Tworzą często formy listewkowe, dochodzące do rozmiarów 2,5×10 mm, przeważnie o średnicy około 3 mm. Często jednak minerał ten jest ksenomorficzny. Dość częste drobne pertyty przegradzają się miejscami w grubsze przerosty albitowe. Albit ten, powstający zapewne na miejscu skaleni potasowego, jest czysty, bez zapylenia i na ogół nie zsercytyzowany, przeważnie wykazuje szachownicowy typ zbliźniaczeń. W północnej, lepiej poznanej części ciała granitowego brak całkowicie skaleni potasowego i tylko sporadycznie spotkać go można jako reliktywne wzrostki. Jego miejsce zajął albit przeważnie szachownicowy i stosunkowo grubośćuszczkowy serycyt, związany zapewne z uwalnianiem potasu w procesie albityzacji. Błaski muskowitu z reguły skupiają się po kilka, czasem osiągają wielkość kilku milimetrów. Najbardziej charakterystyczny i zarazem dziwny w sposobie występowania jest kwarc. Przetyka on równomiernie skałę, a w wielu odmianach daje typowe przerosty pismowe o koncentrycznej budowie. Przerosty takie często występują w obrębie jednego ziarna albitu, utworzonego po skaleniu potasowym. Spotyka się je także w albitach pierwotnym, a często rozmieszczony są one w skałe jakby niezależnie od pozostałych minerałów. Nieraz obserwuje się, że kwarc wypierając albit wnika weń zgodnie z kierunkiem jego głównej lupliwości. W drobnoziarnistym granicie z północnego kontaktu z łupkami masa skaleniowa wykazuje pewne cechy zrekrytalizowanej miazgi kataklastycznej, zaś kwarc przenika ją i ma wygląd po części postdeformacyjny. Należy się liczyć zatem z faktem, że kwarc przynajmniej w części jest korozyjny, młodszy niż masa skaleniowa. Bardzo prawdopodobne, że ów młodszy kwarc powstał jednocześnie z tutejszym złożem kwarcu żyłowego.

G. Berg (1927) na mapie geologicznej wyróżnia omawiane skały jako „partie aplitowe w gnejsach”, zaś J. K. Mazur używa terminu „gnejsy aplitowe”. T. Oberc-Dziedzic (1966) wprowadziła dla tych skał nazwę „leukogranity”. Ta ostatnia, jakkolwiek prawidłowa z petrograficznego punktu widzenia, kryje w sobie niebezpieczeństwo uotożsamienia genetycznego ze skałami o takiej nazwie występującymi w pasmie od Starej Kamienicy do Świeradowa i Czerniawy Zdroju. Tam uważa się, że w ogromnej swojej większości pochodzą one z gnejsów izerskich, które w wyniku procesów metasomatycznych utraciły niemal całkowicie ciemne składniki (K. Smulikowski 1958). Tu w Olesznej Podgórskiej mamy do czynienia ze skałą strukturalnie i teksturalnie różną od występujących tu gnejsów i nie może ona pochodzić z ich przebudowy, chociaż wtórna albityzacja mogła i tu wywołać pewne efekty leukokratyzacji.

Gnejsy bogate w biotyt, występujące we wsi Oleszna Podgórska, z którymi sąsiaduje od południowego zachodu opisywany jasny granit, mają skałki potasowe całkowicie zastąpiony przez albit szachownicowy. Mimo tak daleko posuniętej albityzacji nie nastąpiła tu leukokratyzacja. Granit muskowitowy musiał już pierwotnie być pozbawiony ciemnych składników.

Hipautomorfowoziarnista struktura skały przypomina w znacznym stopniu wzajemne stosunki między

minerałami, charakterystyczne dla skał magmowych. W zestawieniu z formą geologicznego występowania należy się liczyć z możliwością niewielkiego ciała intruzywnego. Pod względem składu i struktury skała ta wykazuje znaczne analogie do niewielkiego ciała granitu muskowitzowego w Platerówce.

Jaka jest jednak geneza obu tych wystąpień? Czy stanowią one leukokratyczną fację brzeżną większej intruzji przeobrażonej obecnie w ciemne gnejsy, czy wykorzystując strefę dysjunkcji między gnejsami granodiorytowymi a ich osłoną wdarły się młodsze od tychże drobne jasne intruzje?

Należy podkreślić tu jeszcze jeden ważny fakt: na wschód od Olesznej Podgórskiej z łupkami kaczawskimi sąsiadują jasne gnejsy. Tu w Olesznej Podgórskiej po raz pierwszy w pobliżu kontaktu pojawiają się ciemne gnejsy typu gnejsów granodiorytowych. Dalej na zachód ta właśnie odmiana gnejsów przeważa w strefie granicznej.

Północne kontakty granitu muskowitzowego z serią łupkową Gór Kaczawskich wykazują istotne cechy deformacji związanych z ruchami na granicy tych kompleksów. Trudno obecnie oszacować, czy jest to większa dyslokacja, czy tylko silne wyprasowanie łupków w sąsiedztwie sztywnej bryły granitów. Fakt istnienia wzdłuż tej granicy grubej żyły kwarcowej świadczy o otwieraniu się w tym miejscu szczeliny.

We wkopie w profilu 35 uchwycono bezpośredni styk leukogranitu z drobnoblastkowymi, prawdopodobnie wtórnie deformacyjnie sfiłityzowanymi łupkami. Granit przy kontakcie jest w strefie kilkudziesięciu centymetrów słabo deformacyjnie ukierunkowany. Zawarte w nim strzępy łupki to przekształcony łupek bardzo zbity, niemal czysto serycytowy.

Łupki przy kontakcie są niemal czysto muskowitzowe, przeważnie drobnoblastkowe, z niewielką ilością ziarn kwarcu. Pewne partie są drobnoblastkowe, prawie czysto serycytowe, silnie przepojone tlenkami Fe, w których występuje sporo także ilmenitu i leukoksen. Są to prawdopodobnie w wąskiej strefie diaforycznie rozziarte i nieznacznie tylko zrekrytalizowane łupki, które dalej ku północnemu zachodowi stają się grubiej blaszkowe i grubiej ziarniste. Na podkreślenie zasługuje fakt, że w drobnoblastkowym łupku muskowitzowym, w odległości około 3 m od kontaktu z granitem muskowitzowym, występują usytuowane poprzecznie blaszki chlorytu pobiotytywego o wielkości do 0,5 mm, a także podobne blaszki muskowitzu. Przyprowadzi to na myśl plamiste łupki kontaktowe, a w każdym razie świadczy o silnych procesach blastezji w warunkach statycznych i pozwala domyślać się związków z sąsiadującym granitem. W takim przypadku młodsze od granitu ruchy dyslokacyjne na granicy granit—łupek naruszyły wprawdzie pierwotny kontakt, lecz nie spowodowały wyprasowania całej przykontaktowej serii łupków.

Dalej ku północnemu wschodowi, w rejonie szczytu wzgórza Skalnik występują łupki muskowitzowe i muskowitzowo-chlorytowe z ziarnami kwarcu i albitu do około 0,5 mm średnicy. Przeważnie jest to albit zserycytywany, bez zbliżniaczeń lub normalnie regularnie zbliżniaczony. Sporadycznie spotkać można podobne ziarna albitu szachownicowego i zupełnie wyjątkowo drobne ziarna skalenia potasowego w jego towarzystwie. Kształt ziarn nieregularny, często owalny. Należy chyba przypuszczać, że w głównej mierze są to ziarna detrytyczne, nie przebudowane w poważniejszy sposób w czasie metamorfozy. Wśród łupków występują ciemne odmiany, zielone, chlorytowe, przy czym chloryt jest zapewne pobiotytywy (relikty). Są one bogate w leukoksen, nie zawierają w ogóle skalenia. Seria łupkowa w omawianym miejscu przypomina w wysokim stopniu łupki opisane poprzednio w różnych profilach. Jeszcze dalej na północny wschód, około 100 m od szczytu, występują łupki chlorytowe z pewną ilością albitu, w których zaobserwowano smugowe rozłożenie zapylenia

prawdopodobnie tlenków Ti i Fe, analogicznie do albitów metablastycznych. Łupki takie przekładają się z łupkami muskowitzowo-kalcytowymi z drobną ilością kwarcu i chlorytu, które wyznaczają poziom węglanowy w Pławnej Górnej, reprezentowany przez soczewy wapieni.

Okolo 150 m dalej ku północnemu wschodowi obserwowano silnie sfałdowane i zmięte łupki muskowitzowe, drobnoblastkowe, z laminami drobnoziarnistego kwarcu o niskim stopniu przekrytalizowania.

Opracowany przez T. Oberc-Dziedzic rów I o długości 8 m na zachód od szczytu Skalnika pozwala stwierdzić, że wzdłuż powierzchni zapadającej 35° ku SW sąsiadują z sobą granit muskowitzowy (leukogranit) i skały zieloncowe. Przy tej powierzchni w strefie 5—10 cm granit jest deformacyjnie ukierunkowany. Przytyka do niego bezpośrednio niemal afaniczna skała serycytowa z fenokryształami automorficznego kwarcu i albitem szachownicowym, uznana przez autorkę za utwór żyłowy.

W omawianym rejonie (profil 34) na uwagę zasługuje wspomniana już żyła kwarcowa o grubości około 10 m, o rozciągłości ponad 100 m i stromym upadzie (80°), występująca na pograniczu granitu muskowitzowego i łupków łyszczkowych. Powstała ona w tensyjnie otwierającej się szczelinie w strefie dyslokacji (W. Smulikowski 1969) i stanowić może wartościowe złożo. Łupki przylegające do żyły kwarcowej są przekrytalizowane i skwarcowane.

Profil 37 (fig. 5)

W dolinie potoku płynącego przez wieś Gradówek i wpadającego do Oldzy we wsi Oleszna Podgórska udało się za pomocą płytkich wkopów odsłonić strefę kontaktową między gnejsami a łupkami, która wraz ze starymi łomikami w pobliżu i odkrywkami w profilu 35 pozwala na przestudiowanie raz jeszcze wzajemnych stosunków gnejsów i łupków na pograniczu kompleksu izerskiego i serii kaczawskiej.

Gnejsy odsłonięte w południowo-zachodniej części profilu przedstawiają się jako drobnoczkowe odmiany bogate w minerały blaszkowe, głównie muskowitz. Pasma muskowitzu bogate są w tlenki Fe i towarzyszy im trochę drobnych blaszek chlorytu lub biotyty. Wskutek tego gnejsy robią megaskopowo wrażenie dość ciemnych, mimo że zawierają bardzo niewiele ciemnych minerałów i wszystkimi cechami nawiązują do jasnych gnejsów. Odróżniają się one wyraźnie od bogatych w ciemno-brunatny biotyt gnejsów występujących we wsi Oleszna Podgórska (profil 38), chociaż jedne i drugie pozbawione są skalenia potasowego, na którego miejsce rozwinął się albit szachownicowy. Skałen potasowy może się pojawiać jedynie w postaci żyłek i gniazd niezblizniaczonego adularu, czasem infiltrujących na niewielkiej przestrzeni w masę skałną.

Gnejsy z profilu 37 przypominają całkowicie drobnoluseczkowe gnejsy przejściowe opisane ze Strzyżowca, Pilchowic, czy Radomic. Dalej od kontaktu występują odmiany grubiej czkawkowe i bogatsze w albit szachownicowy, co oznacza, że pierwotnie zawierały więcej mikroklinu. W strefie przejściowej do łupków ziarno staje się drobniejsze, albit szachownicowy ograniczony jest do sporadycznych ziarn, zwiększa się zaś ilość i grubość pakietów muskowitzowych z towarzyszącym przeważnie chlorytem, zapewne pobiotytywym. Przejście do łupków bogatych w spore ziarna albitu jest tym samym nieuchwytnie i odbywa się na przestrzeni 2—3 m od skały dającej się megaskopowo i mikroskopowo rozpoznać jako gnejs do skały na tyle bogatej w minerały blaszkowe, że należy ją nazwać łupkiem muskowitzowym. Znacznie bardziej niepostrzeżenie i na większej przestrzeni odbywa się przejście od sąsiadującego z łupkami gnejsu albitowego, uboższego w albit szachownicowy, do gnejsu zawierającego pokaźne ilości tego minerału. Towarzyszy temu znaczne zgrubienie ziarna skały.

Skały w strefie przejściowej wykazują znaczne deformacje, nieporównanie większe niż poza nią. Silne zmięcie i sfałdowanie asymetrycznymi fałdami, kataklazma skalenia i rozżarcie masy skalnej z późniejszą rekrytalizacją muskowitzu i kwarcu dodatkowo zacierają i tak niepewne kryteria rozpoznawania gnejsów

i łupków oraz odmian przejściowych. I w tym przypadku powtarza się zatem obserwacja, że strefa graniczna między kompleksami gnejsów i łupków jest miejscem szczególnie silnych ruchów dyferencjalnych, i tym razem jednak trudno mówić o dyslokacji, która oddzielałaby dwa różne i obce sobie pod względem genetycznym kompleksy.

W ścianie niedużego łomiku, z którego wyeksploatowano wapienie przy drodze z Olesznej Podgórskiej do Nagórza (profil 36) napotkano we wkopie laminowane zielone łupki, z wypłukanymi rudymi próżniami po węglanach ułożonych w laminy. Należą one zapewne do wyraźnego i stałego poziomu wapieni i łupków zieleńcowych, ciągnącego się od Pławnej Górnej przez szczyt Skalnika. Łupki te, złożone głównie z chlorytu, zawierają poza drobną ilością kwarcu klasyczne w swoim wykształceniu okrągławe ziarna albitu metablastycznego z pasmowo w kształcie litery „S” ułożonymi wrostkami drobnego pigmentu minerałów tytanowych. Skala zawiera sporo blaszek muskowitu. Co ciekawe, znaczna ich większość ułożona jest niezgodnie z chlorytem i zawiera podobny jak albit pigment uformowany w kierunku pasma, ułożone ukośnie względem blaszek i łupliwości muskowitu. Oznacza to, że zarówno albit, jak i muskowitz są nowotworami mineralnymi w tej skale i powstawały kosztem wcześniej ukierunkowanej masy chlorytu lub biotyty. Istnieje bowiem podejrzenie, na podstawie drobnych wysokodwójtomnych łuseczek zawartych w chlorycie, że pierwotnym składnikiem skały był biotyt, który uległ przeobrażeniu w chloryt.

Opisane obserwacje w odniesieniu do albitu czynione były wielokrotnie (albit metablastyczny). Natomiast taka obserwacja w odniesieniu do muskowitu stanowi pewną nowość. Możliwe zresztą, że w skale występują dwie generacje muskowitu. Skala wyróżnia się ponadto dość znaczną zawartością niewielkich pseudomorfoz, często w postaci krótkich słupków lub wydłużonych sześcioboków, utworzonych z agregatu sercytywego

przyprószonego pigmentem rdzawym lub fioletowym tlenków Fe i być może Mn. Nigdzie nie zachowały się relikty pierwotnego minerału i trudno ustalić, co to był za minerał. Mógłby to być staurolit lub amfibol, mniej prawdopodobnie pikrosen. Epidot jako trwały w warunkach facji zieleńcowej nie powinien się rozkładać i dawać sercytowych pseudomorfoz. Gdyby rzeczywiście w łupkach zieleńcowych towarzyszących wapieniom Pławnej, uważanych za kambry Górnicy Kaczawskiej, obecny był staurolit, byłby to nieco zaskakujący dowód stosunkowo wysokiego stopnia metamorfizmu tego kompleksu.

Na północny wschód od zieleńców występują łupki o nieznanym stopniu przekryształizowania muskowitu i miejscami o okrągławych, chyba detrytycznych ziarnach albitu, dochodzących maksymalnie do 0,6 mm średnicy. Na podkreślenie zasługuje fakt, powszechny zresztą w południowej części występowania serii kaczawskiej, że w skałach detrytycznych jedynym skaleniem jest czysty albit i wyjątkowo tylko spotkać można jego odmianę szachownicową.

Począwszy od Jeżowa Sudeckiego aż do rejonu Olesznej Podgórskiej, strefa graniczna między gnejsami izerskimi a łupkami Gór Kaczawskich dawała się śledzić w sposób niemal ciągły, dzięki możliwości uzupełnienia naturalnych odsłonień wkopami. Począwszy od Olesznej Podgórskiej ku północnemu zachodowi wspomniane kompleksy graniczą ze sobą bezpośrednio na powierzchni tylko w dwóch niewielkich regionach, oddzielonych przez utwory trzecio- i czwartorzędowe.

Profil 39 (fig. 7)

Na N od Gryfowa na arkuszu mapy 1 : 25 000 G. Berg (1927) znaczy wśród osadów czwartorzędowych niewielki obszar

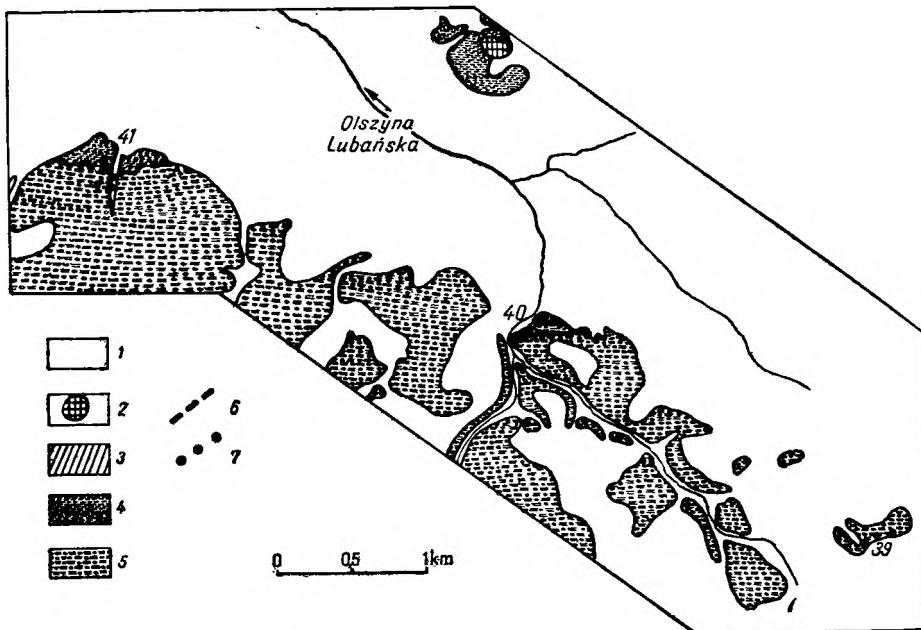


Fig. 7

Mapa geologiczna strefy granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicy Olszyny Lubańskiej, według G. Berga (1927) z uzupełnieniami autora

1 — utwory najmłodsze (trzecio- i czwartorzędowe), 2 — bazalt, 3 — porfiry, 4 — łupki lyszczycowe, 5 — gnejsy ciemne, 6 — granice geologiczne z objawami częściowego wyprasowania tektonicznego, 7 — badane profile

Geological map of the boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series from the vicinity of Olszyna Lubańska. after G. Berg (1927), supplemented by the writer

1 — youngest rocks (Tertiary and Quaternary), 2 — basalt, 3 — porphyries, 4 — mica schists, 5 — dark gneisses, 6 — geological boundaries, in part with symptoms of tectonic squeezing, 7 — investigated profiles

występowania łupków łyszczykowych graniczących od południowego zachodu z gnejsami. Wykonana seria wkopów pozwoliła ustalić, że mamy tu do czynienia z silnie wywalcowanymi, drobno pręcikowymi gnejsami, wśród których napotkano w jednym z wkopów cienką (0,5 m) wkładkę łupkową. Łupki rozproszone w zwietrzelinie mogły spowodować tę pomyłkę kartograficzną.

Profil 40 (fig. 7)

Około 1 km od centrum Olszyny Lubańskiej, w dolinie potoku koło basenu kąpielowego, w sporej wielkości kamieniołomie i w odkrywcę odsłaniają się w sposób dość kompletny gnejsy w pobliżu kontaktu z łupkami. Łupki nie dają naturalnych odsłoneń, lecz dość łatwo udało się serią wkopów uchwycić kontakt gnejsy — łupki i zmienność łupków przykontaktowych ku północy aż do wystąpienia jasnych porfirów. Dalej na północ występują miększe osady czwartorzędowe i trzeciorzędowe. Miąższość odsłoniętej serii łupków od kontaktu z gnejsami do porfirów wynosi zaledwie 120 m. Najbliższe ku północy odkrywki serii kaczawskiej znajdują się w odległości 1,5—2 km.

Gnejsy z Olszyny Lubańskiej należą do odmiany silnie kierunkowej ciemnej i wykazują zmienną grubość ziarna. W ciemnej raczej drobnoziarnistej masie obecne są drobne oczka wielkości do 5 mm. Tworzą je kwarc, albit normalny lub albit szachownicowy. Skały pozbawione są skalenia potasowego — jeśli nie liczyć postkinematycznych żyłek i gniazd adularu sektorowo wygaszającego światło — zawierają natomiast dwa wyraźnie różne pod względem wykształcenia rodzaje albitu, obydwa o zawartości 0—5% An. Jeden to ziarna normalnie zbliżone, przeważnie silnie, a często całkowicie zsercytyzowane. Z reguły po brzegach tych ziarn w sąsiedztwie albitu szachownicowego, czyli pierwotnie skalenia potasowego, obserwuje się obwódki wolne od serycytu, a czasem nawet całe ziarna — szczególnie — jako wrostki, bywają jego pozbawione. Rozwalcowany serycyt tworzy pakiety. Ta cecha odpowiedzialna jest w dużej mierze za ciemną megaskopową barwę i nawiązuje wyraźnie do gnejsów granodiorytowych.

Drugi rodzaj albitu jest z reguły drobnozschownicowo zbliżony, zawiera lekkie brunatne zapylenie. Często większe wyoczkowane ziarna albitu schownicowego zamykają w sobie ziarna albitu zwykłego, z reguły o częściowo przynajmniej automorficznych, listewkowych zarysach, zorientowane w sposób przypadkowy. Wiele podobnych ziarn albitu wykazuje tę samą orientację optyczną co duże ziarno albitu schownicowego. Granice ziarn zacierają się i w ten sposób jedno ziarno albitu częściowo jest schownicowe, a częściowo normalnie zbliżone. Inne ziarna albitu schownicowego w jednej części wykazują drobne schownicowe zbliżenia, które w drugiej części zanikają. Wszystkie te zjawiska wytwarzają w obrębie tego samego minerału — albitu — skomplikowane, nie zawsze czytelne stosunki strukturalne.

Na podstawie obserwacji w różnych typach gnejsów, głównie przejściowych z rejonów położonych dalej na wschód, należy sądzić, że albit schownicowy powstał w wyniku albityzacji skalenia potasowego, zapewne mikroklinu. Na podkreślenie zasługuje jednak fakt, że w rejonach od Siedlęcina po Miłęcice gnejsy, w których skałen potasowy zastąpiony został w całości przez albit schownicowy, stanowiły raczej odmiany lokalne, głównie tzw. przejściowe w najbliższym sąsiedztwie kontaktu z łupkami. Począwszy od Olesznej Podgórskiej ku zachodowi zjawisko to jest powszechne i we wszystkich badanych gnejsach przebiegało do końca. Zasługuje to tym bardziej na podkreślenie, że właśnie w Olesznej Podgórskiej pojawiają się po raz pierwszy ciemne megaskopowo gnejsy. Możliwe, że ilość minerałów ciemnych pozostaje w jakimś związku z faktem kompletnej albityzacji mikroklinu lub, że właśnie ciemne gnejsy łatwiej tej albityzacji uległy. Zresztą różnice petrograficzne

między megaskopowo jasnymi a ciemnymi gnejsami przykontaktowymi nie są wcale zasadnicze. Różnica barwy związana jest nie tyle z większą zawartością biotyty, lecz z silniejszą serycytyzacją plagioklaz, większą zawartością pakietów muskowitowych i serycytowych, tych ostatnich zapewne po plagioklazach, przetkanych tlenkami żelaza, strzępkami biotyty i chlorytu, rozartych na powierzchni foliacji.

Podobnie jak to obserwowano w licznych opisanych poprzednio profilach, wśród gnejsów, około 40 m od kontaktu z łupkami łyszczykowymi, zaobserwowano zgodną wkładkę grubości poniżej 1 m szarozielonej, drobnoziarnistej skały, złożonej z jasnobrązowego aktynolitu, biotyty, odrobiny muskowitu, kwarcu, epidotu i tytanitu. W kierunku kontaktu gnejs, w którym ziarna skaleniowe dochodzą do 7 mm średnicy, staje się drobniej ziarnisty, drobnooczkowy i drobnoalaminywany. Ubywa w nim skaleni, szczególnie albitu schownicowego i właściwie niepostrzeżenie z punktu widzenia obserwacji megaskopowych przechodzi on w łupkę z większymi ziarnami kwarcu i albitu zwykłego. Za granicę gnejs — łupkę przyjął chyba należy miejsce, w którym zanika albit schownicowy, czyli pierwotnie zapewne mikroklinu. Pokrywa to się jednocześnie ze stopniowym wzrostem minerałów blaszkowych, głównie muskowitu, a także biotyty i chlorytu. Skały przejściowe zawierają bardzo mało lub nie zawierają wcale albitu schownicowego, wykazują zaś ziarna kwarcu o średnicy 1—3 mm i ziarna albitu zwykłego, często zaokrąglone, rozrzucone pojedynczo w drobnej masie, do złudzenia przypominające detrytyczne obtoczone ziarna w łupku piaszczystym. Trudno z całą pewnością stwierdzić, czy podobnych struktur nie może produkować kataklaza i mylonityzacja oraz następująca po nich blastaza. Z drugiej strony całkiem prawdopodobne wydaje się, że poziomy pierwotnej osadowej serii o składzie bardziej piaszczystym czy arkozowym ulegały granityzacji, która zaczęła się tam, gdzie seria przechodziła w bardziej mułowcową i ilastą. Wszelkie tego rodzaju domysły są oczywiście trudne do poparcia przekonującymi dowodami. Faktem jest, że granica gnejsy — łupki jest na przestrzeni kilku metrów nieuchwytna i że między tymi skałami istnieje przejście pod względem zarówno składu, jak i struktury. Faktem jest również, że mimo silnego zaangażowania tektonicznego wszystkich skał w tym profilu trudno doszukiwać się tu większej dyslokacji, która oddzielałaby dwa różne wiekowo czy genetycznie kompleksy. Pod tym względem opisany profil na SE od Olszyny Lubańskiej jest analogiczny do wielu opisanych profili w południowo-wschodniej części strefy granicznej m.in. koło Radomiu, Pilchowcu czy Strzyżowca.

Łupki między gnejsami a porfirem kwarcowym, odsłoniętym na północnym krańcu omawianego profilu, to łupki przeważnie muskowitowe, drobnoblaszkowe, ale nie serycytowe, zawierające poza kwarcem sporo zsercytyzowanego albitu. Muskowitowi niekiedy w pokładach towarzyszy sporo chlorytu i niekiedy biotyty. Nierzadko albity i niektóre kwarcy tworzą ziarna wyróżniające się wielkością ponad przeciętną. W pobliżu gnejsów we wkopie napotkano wkładkę zgnięzionego łupku biotyto-chlorytowego z albitem, relikami aktynolitu i epidotem oraz tytanitem, analogiczną do skały opisanej z wkładki wśród gnejsów, aczkolwiek bogatszą w albit i schlorityzowaną.

W omawianym profilu należy podkreślić, podobnie do większości poprzednio omawianych profili, całkowitą zgodność położenia powierzchni foliacji w gnejsach i łupkach. To samo dotyczy ułożenia co najmniej dwóch systemów lineacji.

Profil 41 (fig. 7)

Około 1,5 km na SW od PGR Olszyna Średnia, w dolinie niewielkiego potoku występują gruzelkowate, ciemne gnejsy, takie jak opisane w profilu 39. Wśród nich spotkać można partie bardziej łupkowe. Nie odsłania się ich kontakt z przylegającymi od północy łupkami. Wkopy wykonane na łagodnej wypukłości terenu około 100 m na zachód od potoku uchwyciły na głębokości 3 m łupki drobnoblaszkowe i gnejsy drobnowarstewkowe, a między nimi do tej samej głębokości występo-

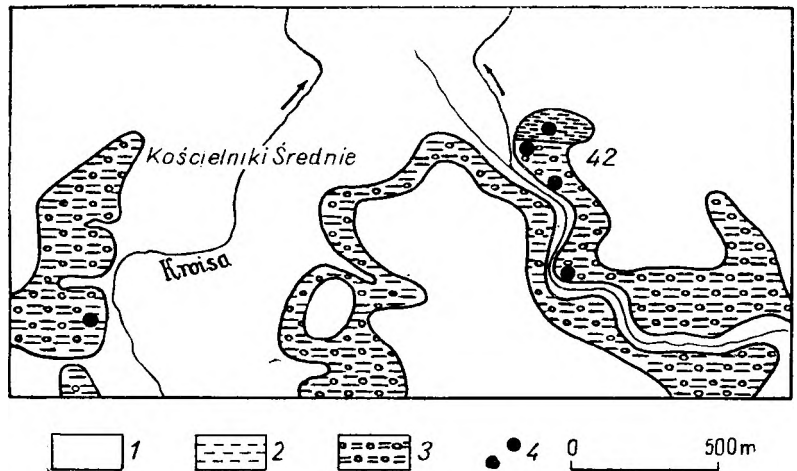
Fig. 8

Mapa geologiczna strefy granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicy Kościelnik Średnich, według G. Berga (1925) i K. Kuralowej (1968)

1 — utwory najmłodsze (trzeciorzęd, czwartorzęd), 2 — łupki łyszczykowe, 3 — gnejsy ciemne (granodiorytowe), 4 — badane profile

Geological map of the boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series from the vicinity of Kościelniki Średnie, after G. Berg (1925) and K. Kuralowa (1968)

1 — youngest rocks (Tertiary, Quaternary), 2 — mica schists, 3 — dark gneisses (granodioritic), 4 — investigated profiles



wała rozładowana glina z wyciekami wodnym. Można przypuszczać, że w tym miejscu mamy do czynienia z dyslokacją na granicy gnejsy — łupki.

Profil 42 (fig. 8)

Około 3,5 km na zachód od profilu 40, na wschód od kościoła w miejscowości Kościelniki Średnie, w dolinie potoku płynącego z Grodnicy znajduje się kilka odkrywek wyraźnie kierunkowych średnioziarnistych gnejsów bogatych w minerały blaszkowe. Pod względem struktury, znacznej zawartości pakietów serycytowych, albitu szachownicowego w miejsce mikroklinu, muskowitów z tlenkami Fe i blaszkami biotyту, większość tych skał podobna jest do gnejsów z Olszyny Lubańskiej i nawiązuje do typu gnejsów granodiorytowych. Przekładają się one jednak z odmianami o czystych plagioklazach, pertytowych ziarnach mikroklinu i muskowitowych pakietach, które odpowiadać by mogły jasnym gnejsom. Na północ od tych gnejsów K. Kuralowa (1968) opisuje stopniowe przejście do gnejsów cienkolaminowanych i łupków seldspatyzowanych, a dalej fyllitów. Autorka ta stwierdza pełne podobieństwo tego profilu do profilu w Olszynie Lubańskiej i wyraża przekonanie, że granica gnejsy — łupki nie ma charakteru dyslokacyjnego, lecz feldspatyzacyjnego przejścia, dodając, że jeśli był tu kiedyś uskok, to został on całkowicie zablizniony.

Autor badając te same odsłonięcia w drodze polnej napotkał skały z rodzaju bogatych w łyszczyki gnejsów przejściowych, gdzie obok znacznej ilości albitu normalnie zbliżonego znajdują się sporadyczne ziarna albitu szachownicowego, jak doświadczenie mówi, pochodzącego z albityzacji mikroklinu. Obok nich występują skały łupkowe o niemal identycznym megaskopowym wyglądzie, bogate w kwarc, z pewną ilością zwykłego, nie szachownicowego albitu, z żyłkami mętnego skalenia potasowego. Choć odsłonięcie obejmuje tylko bardzo krótki wycinek profilu, zdaje się nie ulegać wątpliwości, że istnieje tu stopniowe przejście od gnejsów do łupków.

Na tym profilu kończy się możliwość studiowania strefy granicznej między łupkami i fyllitami Gór Kaczawskich a gnejsami kompleksu izerskiego. Dopiero 8 km na zachód w pobliżu wsi Włosień i Platerówka wynurzają się spod osadów czwartorzędowych skały metamorficzne. Można tam śledzić kontakty gnejsów nie bezpośrednio z fyllitami kaczawskimi, lecz ze skałami, które wykazują przekonywujące podobieństwo do „szarogłazów” łuzyckich. Rejon ten został szczegółowo opracowany i dostarczył wielu interesujących informacji.

ZACHODNIA CZĘŚĆ STREFY GRANICZNEJ

Ta część strefy granicznej jest w znacznym stopniu przykryta przez utwory trzecio- i czwartorzędowe, a metamorficzne skały podłoża występują na powierzchni tylko w formie nielicznych wysp. W odróżnieniu od wschodniej i środkowej części strefy granicznej, tu skały granitoidowe (gnejsy granodiorytowe i granodioryty) sąsiadują głównie ze skałami zaliczanymi do tzw. „szarogłazów łuzyckich”.

REJON WŁOSIENIA I PLATERÓWKI

W okolicy wsi Włosień i Platerówka wylania się spod skał trzecio- i czwartorzędowych podłoża krystaliczne w formie wyspy o wymiarach około 2 × 3 km.

W północnej części tego obszaru występują łupki łyszczykowe i fyllity, które nigdzie nie dają naturalnych odsłoneń. We wsi Włosień znajdują się liczne i duże odkrywki masywnych, odpornych na wietrzenie skał o zmiennym składzie i strukturze, przez analogię do obszaru łuzycckiego zwanych „szarogłazami”. Sąsiadują one ku południowi z gnejsami, które przeważnie wykazują dość ciemne zabarwienie. W miejscowości Platerówka wśród tych gnejsów obecna jest wkładka skał o wyglądzie analogicznym do wspomnianych „szarogłazów”, o grubości około 250 m.

G. Berg (1925) na mapie w skali 1 : 25 000 oraz w objaśnieniu do tego arkusza (Berg 1935b) łupki i „szarogłazy” Włosienia zalicza łącznie do starszego paleozoiku (prawdopodobnie syluru) Gór Kaczawskich, zaś wkładkę w obrębie gnejsów w Platerówce uważa za łupki łyszczykowe analogiczne do występujących w Złotnikach lub w Kamieniu koło Mirska, choć przyznaje, że mają one „szczególnie fyllitowy charakter”.

Kontakt między gnejsami a formacją szarogłazowo-łupkową ma, zdaniem cytowanego autora, charakter dyslokacyjny; tędy biegnie tzw. główny uskok śródsudecki. W rejonie na wschód od Góry Ostrej ta w przybliżeniu równoleżnikowa dyslokacja przerzucona jest przez uskok o kierunku NW-SE.

Stosunkowo prosty obraz nakreślony przez G. Berga przy dokładniejszych badaniach komplikuje się

w sposób istotny. Barbara i Zbigniew Berezowscy na swojej mapie wprowadzają szereg zasadniczych zmian w stosunku do G. Berga. Po pierwsze „szarogłazy” kontaktujące z gnejsami uważają za analogiczne do „szarogłazów” i hornfelsów Zgorzelca, zaliczając je do „szarogłazów łużyckich”. Do tego samego rodzaju skał zaliczają oni wkładkę „szarogłazową” w Platerówce. Z. Berezowski podaje, że obserwował objawy zhornfelsowania szarogłazów w bezpośrednim sąsiedztwie gnejsów. Jako odrębne od „szarogłazów łużyckich” wydziela on fyllity i łupki szarogłazowe kambro-syluru, które „kontaktują z szarogłazami

i granitami rumburskimi, leżąc na nich niezgodnie”. Owe „granity rumburskie” występują jako niewielkie płyty w obrębie gnejsów lub na pograniczu gnejsów — „szarogłazów” i fyllitów. Są one bezkierunkowe, drobnoziarniste lub porfirowe.

Tak więc na stosunkowo niewielkim obszarze w okolicy Włosienia i Platerówki sąsiadowałyby ze sobą: prekambryjskie „szarogłazy łużyckie”, fyllity starszego paleozoiku Gór Kaczawskich i gnejsy oraz granity izerskie lub rumburskie w postaci różnych odmian. Stwarza to dogodną i wyjątkową możliwość studiowania wzajemnych stosunków wymienionych

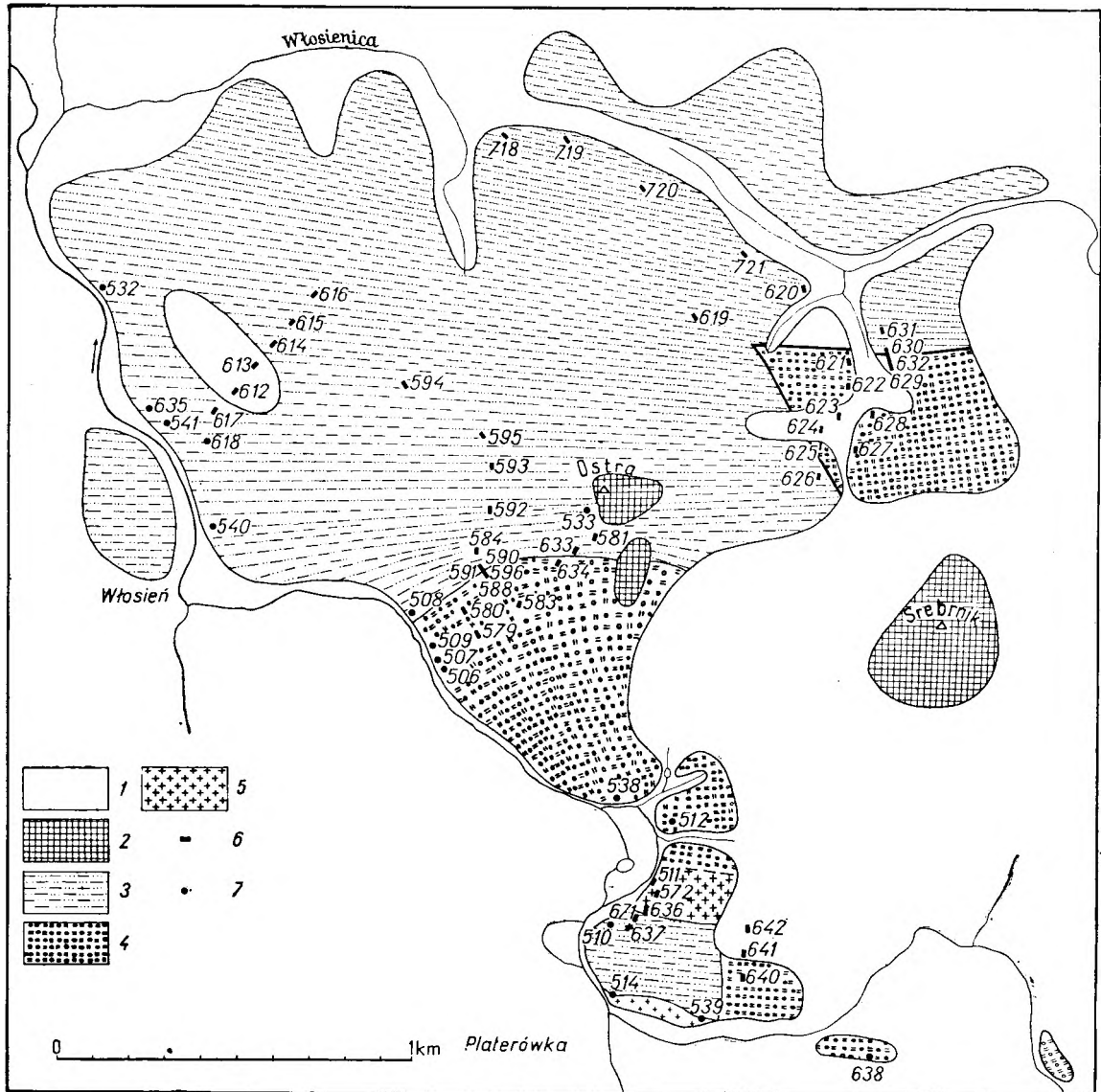


Fig. 9

Mapa geologiczna okolic Włosienia i Platerówki według G. Berga (1925), B. i Z. Berezowskich z uzupełnieniami autora

1 — utwory czwartorzędowe, 2 — bazalty, 3 — łupki lyszczkowe, w części aleurytowe i piaszczyste — „szarogłazy łużyckie”, 4 — gnejsy głównie typu gnejsów granodiorytowych, 5 — granity muskowitzowe, 6 — wkopy, 7 — odkrywki

Geological map of the vicinity of Włosień and Platerówka, after G. Berg (1925), B. Berezowska & Z. Berezowski, supplemented by the writer

1 — Quaternary rocks, 2 — basalts, 3 — mica schists, partly aleuritic, or psammitic („Lusatian greywackes”), 4 — gneisses, chiefly of the granodiorite gneiss type, 5 — muscovite granites, 6 — test pits, 7 — outcrops

kompleksów. Wyłania się przy tym szereg istotnych kwestii, a mianowicie:

1. Czy „szarogłazy” Włosienia są rzeczywiście odpowiednikami „szarogłazów” i hornfelsów okolic Zgorzelca (a tym samym masywu łużyckiego)?

2. Czy wkładka „szarogłazów” w gnejsach w Platerówce stanowi odpowiednik „szarogłazów” z Włosienia?

3. Jaki jest stosunek między „szarogłazami” sąsiadującymi z gnejsami a łupkami szarogłazowymi i fyllitami uważanymi za starszy paleozoik kaczawski?

4. Jaki charakter ma granica gnejsy — „szarogłazy” we Włosieniu (w rejonie Góry Ostra), w Platerówce i czym różni się od granicy gnejsy — fyllity na północ od góry Srebrnik?

5. Jak sąsiadujące z „szarogłazami” i fyllitami rodzaje gnejsów — w tym także wymienione „granity rumburskie” — mają się do głównych odmian gnejsów izerskich, granodiorytów zawidowskich i granitów rumburskich?

Poszukując danych, mogących rzucić światło na wymienione zagadnienie, wykonano w rejonie Włosienia i Platerówki 51 wkopów i 2 rowy, które uzupełniły 20 naturalnych odsłoneń. Opracowano 105 cienkich płytek, porównując je z odpowiednimi skałami z innych regionów.

Figura 9 przedstawia mapę geologiczną okolic Włosienia i Platerówki opracowaną m.in. na podstawie map G. Berga (1925) oraz B. i Z. Berezowskich, szczególnie jeśli chodzi o granice utworów czwartorzędowych. Na mapie naniesione są odkrywki i wykonane wkopy.

Szarogłazy i łupki Włosienia

„Szarogłazy” jest to geologiczna nazwa przeniesiona z obszaru Łużyc, gdzie tym terminem określana jest cała formacja skał o różnym składzie i różnej grubości ziarna, a o niskim z reguły stopniu metamorfizmu. Podobnie przedstawia się sytuacja w opisywanym rejonie Włosienia i Platerówki. Z punktu widzenia klasyfikacji petrograficznej w zbiorowym tym terminie mieszczą się przede wszystkim słabo zmetamorfizowane piaskowce i mułowce oraz łupki ilaste.

W tabeli 1 zestawiono najważniejsze cechy petrograficzne 24 różnych skał należących do tzw. „szarogłazów” z okolicy Włosienia i Platerówki (pl. III, fot. 1). Piaskowce i mułowce zawierają ziarna o wielkości od 0,01 do 1 mm, słabo lub wcale nie obtoczone, zmienną ilość spoiwa ilastego o różnym stopniu rekrytalizacji. Wśród ziarn pochodzenia detrytycznego kwarc z reguły przeważa nad albitem. Albit jest jedynym skałeniami obecnym w całym kompleksie, a sporadycznie tylko pojawiają się ziarna jego odmiany szachownicowej. Fragmenty skał w postaci zrośniętych po kilka lub kilkanaście drobnych ziarn kwarcu i albitu spotkać można w nielicznych tylko skałach i to w zupełnie podrzędnej ilości.

Tekstury skał są zmienne, często w przypadku skał okrucowych niemal pozbawione kierunkowości. Rekrytalizacja minerałów ilastych w łyszczki — jak i pozostałe cechy — zmienna, niemniej przeważnie dość wyraźna. Kwarc i albit rekrytalizowały przeważnie w stopniu zupełnie nieznacznym, a kierunkowość skał wiąże się właśnie ze stopniem i sposobem rekryta-

lizacji serycytu i łyszczków. W niektórych przypadkach obserwuje się rekrytalizację blaszek muskowitu bez ich wyraźniejszego kierunkowego uporządkowania. Jest to jedyny fakt, który mógłby uchodzić za efekt słabej rekrytalizacji w warunkach metamorfizmu kontaktowego, choć nasilenie tego zjawiska nie wiąże się wyraźnie z bliskością gnejsów. Większość skał zawiera mniej lub więcej biotyту o odcieniach zgnięzielonych lub brunatnych.

Zastanawia fakt tak znacznej jednolitości składu skałenia (albit 0—5% An) w całej serii. Czy pierwotny detrytyczny skałen był tak jednolity, czy też mamy tu do czynienia ze zmianami typu metasomatycznego w czasie procesów metamorficznych, które ziarna o różnym składzie doprowadziły do wyrównania, a więc do zmiany składu ziarn plagioklazowych bez przebudowy ich kształtu? Trzecią możliwością, że skałen ten w całości jest pochodzenia wtórnego, wrosły w trakcie metamorfozy, należy chyba odrzucić, bowiem kształt ziarn przemawia za ich detrytycznym, nie zaś blastycznym pochodzeniem. Trzeba dodać, że ziarna albitu o charakterze szachownicowym spotkać można w nielicznych skałach i to w ilościach zupełnie drobnych, tak więc skałenia potasowego nie ma i zapewne nie było w tych skałach nigdy w ilości godnej uwagi.

Zrekrytalizowane piaskowce, mułowce i łupki serycyto-muskowitowe przeławicają się nawzajem. Ławice są różnej miąższości, przeważnie grube. W drobnych ławicach obserwować można niezgodność złupkowania z powierzchnią warstwowania (odkrywka 533). Jest to złupkowanie wtórne typu spekanowego bez poważniejszej rekrytalizacji łyszczków na jego kierunku. Tam gdzie obserwuje się znaczną rekrytalizację ukierunkowanych łyszczków, tam kierunek foliacji zgodny jest w przybliżeniu z powierzchnią warstwowania. Stopień uporządkowania minerałów blaszkowych jest poza grubością ziarna cechą nadającą skałce zarówno mega- jak i mikroskopowo wyraźniejsze piętno. Jak się wydaje, w części południowej szarogłazy Włosienia w sąsiedztwie gnejsów są na ogół słabiej kierunkowe, a na północy przeważają skały wyraźnie ukierunkowane. Wynikać to może z faktu, że na południu występuje stosunkowo więcej piaskowców, które w dolinie rzeczki płynącej przez wieś Włosień tworzą okazałe odkrywki.

Ta obserwacja posłużyła B. i Z. Berezowskim zapewne za podstawę, by wydzielić w części południowej „szarogłazy łużyckie” a w części północnej łupki staropaleozoiczne (kaczawskie). W rzeczywistości żadna granica ostra nie istnieje, nie ma ani gwałtownej zmiany składu skał, ani nawet istotnej różnicy w stopniu metamorfizmu lub w teksturach skał. Fakt ten w połączeniu z całkowitą zgodnością położenia foliacji i warstwowania w całym kompleksie dowodzi, że mamy tu do czynienia z sedymentacyjną zmiennością w obrębie jednej serii ilasto-aleuryto-wo-piaskowcowej, w której różne partie były zaangażowane w ruchach tektonicznych w trakcie procesów metamorficznych.

Podkreślić należy, że stopień odsłonięcia terenu jest bardzo niejednolity. W części północnej — uważanej przez B. i Z. Berezowskich za staropaleozoiczną — brak całkowicie odkrywek naturalnych i z konieczności mamy do czynienia ze zwietrzałym materiałem pochodzącym z wkopów. Paralelizacja południowej części kompleksu z „szarogłazami łużyckimi”, aczkolwiek tylko na podstawie litologii, zdaje się nie budzić wątpliwości. W odniesieniu do północnej części takie same przesłanki litologiczne — przez analogię do Gór Kaczawskich — skłoniły G. Berga (1935b) oraz B. i Z. Berezowskich do zaliczenia tej serii do starszego paleozoiku. Jeśli taka przynależność stratygraficzna jest właściwa, to mamy tu do czynienia z ciągłym przejściem sedymentacyjnym

od najwyższego prekambriu „szarogłazów łużyckich” (Burmanna 1966, 1969) do najniższego paleozoiku Gór Kaczawskich.

Szarogłazy Platerówki i ich kontakty z gnejsami

W miejscowości Platerówka w obrębie gnejsów występuje wkładka o grubości około 250 m złożona przeważnie ze zrekrytalizowanych piaskowców i mułowców, nawiązujących składem, strukturą i ogólnym megaskopowym wyglądem do odpowiednich skał spośród szarogłazów Włosienia (tab. 1) (pl. III, fot. 1). Skały te od południa kontaktują z gnejsami i bezpośredni kontakt można obserwować w skarpie przy drodze do Leśnej (odkrywka 514 i 539, fig. 10).

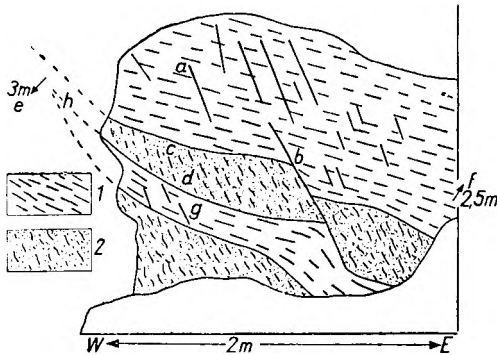


Fig. 10

Kontakt „gnejsy” — „szarogłazy” w miejscowości Platerówka. Rysunek odkrywki nr 539

1 — łupki łuszczycowe — aleurytowe i piaszczyste — „szarogłazy łużyckie”, 2 — gnejsy — ukierunkowane deformacyjnie, granity muskowitzowe, pewne partie słabiej ukierunkowane, a — h miejsca pobrania próbek

The contact between the „gneisses” and „greywackes” at Platerówka, sketch of exposure no 539

1 — mica schists — aleuritic or psammitic — „Lusatian greywackes”, 2 — gneisses — deformationally oriented, muscovite granites, some parts poorly oriented, a — h sampling sites

M. Kozłowska-Koch (1961) występujące tu gnejsy zaliczyła do grupy tzw. „ciemnych gnejsów Leśnej”, czyli w ujęciu J. i M. Szalamachów (1968b) gnejsów granodiorytowych. Autorka ta (Kozłowska-Koch 1965) opisała „niezgodny kontakt gnejsów z fyllitowymi łupkami” będącymi „mułowcami o spoiwie ilastym, które zrekrytalizowało w drobne łuszczyki łuszczyców”. W odniesieniu do ziarn plagioklazów autorka nadmieniła, że „miejscami rosną one kosztem łuszczyców w większe osobniki”, co nie ma chyba oznaczać, że wszystkie plagioklasy w skale wzrosły w procesie metamorfizmu. Autorka obserwowała „jasne iniekcje zgodne z pierwotną osadową kierunkowością łupków”. Te ostatnie w „sąsiedztwie iniekcji są wyraźnie sfeldspatyzowane”. Autorka wyraźnie mówiła o „intruzji granitoidu”, choć temperatura intruzji była niewysoka, bowiem „brak jakichkolwiek termicznych przeobrażeń samych łupków”.

Odkrywki w Platerówce pozwalające obserwować bezpośredni kontakt gnejsów ze skałami pochodzenia

osadowego są niewątpliwie bardzo ważne. W pierwszym rzędzie jednak trzeba wyraźnie sprecyzować, jakie jednostki geologiczne kontaktują tu ze sobą. Co do gnejsów w pewnej odległości od kontaktu (odkrywki 638 i 640), to znaczna zawartość w nich biotyty lub muskowitzowo-tlenkowych pobiotytowych pseudomorfoz oraz silna serycycyzacja plagioklazów nadają skale barwę ciemną i w odniesieniu do większości odmian słuszne jest określenie ich jako gnejsy granodiorytowe. Skałen potasowy w postaci dużych blasław silnie przetkanych grubymi pertytami albitu szachownicowego, obecny jest w skałach w Platerówce na północ od wkładki szarogłazów. W pobliżu wkładki gnejsy na ogół nie zawierają mikroklinu. Został on zastąpiony przez albit szachownicowy.

Ciemne gnejsy, jak to podkreślają M. Kozłowska-Koch (1961, 1965) oraz J. i M. Szalamachowie (1968b), wykazują niewątpliwie związki genetyczne z granodiorytami. Kryteria podziału na gnejsy granodiorytowe (ciemne) i gnejsy izerskie (jasne) nie są zresztą dostatecznie ostre, by w każdym przypadku można decydować o przydziale skały do odpowiedniej grupy. Bardziej wygląd megaskopowy niż odpowiedni skład mineralny powodują zaszeregowanie gnejsów do wymienionych grup. Sprawy te, jak również stosunek gnejsów do granodiorytów będą omawiane w rozdziale III.

Występująca w Platerówce wkładka „szarogłazowa” w przekonaniu B. i Z. Berezowskich i autora niniejszej pracy jest fragmentem serii „szarogłazowej” Włosienia ze względu na wspomniane uprzednio analogie. Czy jest to jednak, jak wspomina G. Berg (1935b), przerzucony na uskoku blok łupków zaklinowany w gnejsach (czyli, że szarogłazy Platerówki znalazły się wśród gnejsów wskutek młodych dyslokacji), czy też szarogłazy Platerówki stanowią fragment osłony gnejsu pogrążony w intrudującej masie, czy wreszcie jest to fragment zachowany jako relikwyt pierwotnej formacji, która uległa procesowi granityzacji dostarczając gnejsu?

Po obydwu stronach — północnej i południowej — z omawianą wkładką „szarogłazów” bezpośrednio kontaktują nie gnejsy granodiorytowe, lecz drobnoziarniste granity muskowitzowe (odkrywki 511 i 636, 514 i 539). Po południowej stronie „szarogłazów” odsłonięta jest tylko wąska ich strefa, bezpośrednio przytykająca do „szarogłazów”, natomiast nieznaną jest stosunek tych granitów do gnejsów odsłoniętych nieco dalej na wschód (odkrywki 638, 640). Granity muskowitzowe występujące na północ od szarogłazów tworzą strefę grubości około 100 m i również ich granica z gnejsami nie została bezpośrednio rozpoznana.

Omawiane granity są przeważnie barwy jasnej i przypominają miejscami niektóre średnioziarniste odmiany leukogranitów. Są bezkierunkowe, o wielkości ziarna 0,5—1 mm. Wykazują strukturę hipautomorfowozianistą z wyraźnie listewkowym typem wykształcenia plagioklazów o składzie albitu 0—5% An.

Bezpertytowe skalenie potasowe są przeważnie ksenomorficzne i nie wykazują kratki mikroklinowej, zaś kwarc, poza drobnymi ziarnami ksenomorficznymi, tworzy większe ziarna też o nieregularnych, czasem mackowatych kształtach. W wielu skałach, szczególnie w odkrywkach 514, 539 skałen potasowy jest w całości zastąpiony przez albit szachownicowy. Podobnie przedstawia się granit z odkrywki 636. Muskowit tworzy niekiedy rozczłonkowane, nieregularne blaszki. Nierzadko, szczególnie po południowej stronie szarogłazów (odkrywka 539), występują skupienia serycytowe. To one nadają skale szarą barwę,

upodobniającą ją do gnejsów granodiorytowych. Nierzadko w skałach występują pismowe przerosty.

Skały te pod względem struktury i składu w znacznym stopniu przypominają granit muskowitowy z Oleszej Podgórskiej. Ich cechy strukturalne dość wyraźnie odróżniają je od gnejsów.

W kontaktowej odkrywce 539 (fig. 10), opisanej przez M. Kozłowską-Koch (1965), obserwowane można kolejno „szarogłazy”, ostry kontakt ze skałą o wyglądzie dość jasnego gnejsu tworzącą pokład o grubości około 0,5 m, ponowną wkładkę „szarogłazów” grubości poniżej 0,5 m o tak samo ostrych kontaktach, która ku zachodowi wyklinowuje się w obrębie gnejsów, i ponownie skałę gnejsową. Szarogłazy wykazują słabą oddzielność połączoną z laminacją odpowiadającą niewątpliwie powierzchni sedymentacyjnym. Powierzchnie kontaktu są w przybliżeniu zgodne z tą właśnie powierzchnią, natomiast kierunek tekstury w gnejsie przebiega ukośnie do powierzchni kontaktu i laminacji szarogłazów. Jest to kierunek zgodny z fleksurowaną drobną dyslokacją, dającą się obserwować na powierzchni kontaktu. W tym kierunku przebiegają także dość liczne spękania w szarogłazach. Gnejsy przy kontakcie są wyraźnie jaśniejsze. Studium mikroskopowe tego gnejsu ujawnia silne deformacje typu kataklastycznego. Kierunkowość tekstury jest wyłącznie wynikiem istnienia kataklastycznych stref wypełnionych sercytem, czasem przekrystalizowującym w nieco grubsze blaszki. Skład gnejsu (albit zwykły, albit szachownicowy, który czasem tworzy pismowe przerosty z kwarcem, większe ziarna kwarcowe, znikoma ilość minerałów ciemnych) wskazuje raczej, że może to być jasny zalbitywany granit muskowitowy, wtórnie ukierunkowany wskutek sztywnych deformacji i późniejszej rekrystalizacji, a zapewne także infiltracji sercytu wzdłuż pewnych stref. Wyjaśnia to ową „niezgodność” ukierunkowania gnejsu względem powierzchni kontaktu. Pierwotnie przy kontakcie obecny był średnioziarnisty bezkierunkowy granit muskowitowy, taki jaki w stanie nie naruszonym obserwujemy w innych miejscach i dopiero wspólnie z „szarogłazem” został lokalnie deformacyjnie ukierunkowany ukośnie do pierwotnego kontaktu. Jaki jednak charakter miał ten pierwotny kontakt „szarogłazu” z granitem muskowitowym? Omawiane odkrywki (539 i 514) pozwalają na studiowanie bezpośredniego styku granitu i „szarogłazu” a także „szarogłazów” w odległości kilku metrów od kontaktu. Szarogłazy, które, jak już uprzednio podkreślono, są zrekrytalizowanymi mułowcami i piaskowcami, w pobliżu kontaktu wyróżniają się znacznie silniejszym przekrystalizowaniem minerałów blaszkowych w porównaniu z tymi samymi skałami w odległości większej (odkrywka 510). Są tu więc spore blaszki jasnego łuszczycy ułożone przeważnie w sposób zorientowany, zgodnie z rzadko widoczną laminacją skały. Miejscami obserwować można zaburzenia teksturalne typu drugiego złupkowania. Liczne jednak blaszki łuszczycy — szczególnie te większe — ułożone są w sposób niezorientowany, często poprzecznie do laminacji i uprzednio opisanej słabej foliacji. Ziarna kwarcu i albitu różnej wielkości przetykają masę łuszczycową i są z nią nieco bardziej zazębione niż analogiczne ziarna dalej od kontaktu. W skałach obecne są brunatne ziarna turmalinu dochodzące do 0,3 mm średnicy o mackowatych kształtach, nie obserwowane dalej od kontaktu. Tak jak opisuje M. Kozłowska-Koch (1965), napotkać można w „szarogłazach” nieliczne żyłki „iniekcyjne” o składzie kwarc, albit, albit szachownicowy i muskowit w grubych blaszkach, czyli o składzie sąsiadujących granitów muskowitowych. Są one rekrystalizacyjnie nieco zazębione z „szarogłazem”.

Na bezpośrednim styku szarogłazu i granitu muskowitowego na przestrzeni 1—3 cm obserwować można (próbka 514b) w masie łuszczycowej stopniowo w stronę granitu zagęszczające się ziarna albitu (zwykłego, nieszachownicowego) i kwarcu wielkości do 1,5 mm, a więc średnio 2 do 3-krotnie większe od ziarn w środku wkładki „szarogłazowej”. Obserwacje takie poczynił również J. Szalamacha (inf. ustna). Ziarna te są różnych kształtów, ostrokrawędziste lub z lekka zaokrąglone, ostro odgraniczone od masy drobnych blaszek łuszczycy. Nie wykazują one cech, które by mogły wskazywać na to, że wzrosły one kosztem masy łuszczycowej, choć trudno raczej wyobrazić sobie, by było dziełem przypadku, że akurat przy samym kontakcie gromadziły się znacznie większe ziarna detrytyczne. Wzdłuż pewnej linii znika do reszty międzyziarnowa masa jasnego łuszczycy i pojawiają się ziarna albitu szachownicowego, prawdopodobnie pierwotnie skalenia potasowego.

Mamy tu więc do czynienia w małej skali jednej cienkiej płytki z przejściem między albitowym łupkiem („szarogłazem”) a granitem muskowitowym. W skali jednak granic między większymi jednostkami geologicznymi mówić tu należy o ostrym kontakcie ze zjawiskami przykontaktowej rekrystalizacji i małej skali przemieszczeniami substancji o charakterze metasomatycznym. W świetle przedstawionych faktów sformułowanie M. Kozłowskiej-Koch (1965) o niskotemperaturowej intruzji zdaje się nie budzić zastrzeżeń, dotyczy to jednak granitów muskowitowych, a nie bezpośrednio gnejsów granodiorytowych. Jaki jest jednak stosunek jednych do drugich? Na to pytanie trudno obecnie o jednoznaczną odpowiedź, głównie ze względu na brak pełniejszego odsłonięcia, mimo prowadzonych prac ziemnych. Różnice między tymi rodzajami skał, poza zawartością biotyту, dotyczą przede wszystkim struktury, głównie wielkości ziarna i łatwo sobie wyobrazić, że mamy tu do czynienia z jasną facją brzeżną skały granitoidowej, która później została przeobrażona w gnejsy. Jak się wydaje, istnieje stopniowe przejście (gnejs z odkrywki 512 i skały 538d, e) między granitem muskowitowym a gruboziarnistymi biotytowymi gnejsami określanymi jako „granodiorytowe”.

Mówiąc o jasnych granitach muskowitowych należy mieć na uwadze częste zjawiska leukokratyzacji skał obserwowane na Pogórzu Izerskim, których efektem jest zapewne część leukogranitów występujących głównie po południowej stronie pasa łupkowego Wojcieszycze—Laznė—Libverda, a także pasa Złotnik. Trzeba się liczyć z faktem, że także w Platerówce w strefie przykontaktowej mogło nastąpić odprowadzenie ze skały minerałów ciemnych. Jednak nie leukokratyczność granitów muskowitowych, lecz ich cechy strukturalne były podstawą przedstawionych wniosków.

Kontakty „szarogłazów” z gnejsami we Włosieniu

Po północno-wschodniej stronie wsi Włosień na południowy zachód od bazaltowej Góry Ostra (lokalna nazwa Czubatka), uchwycono rowem i serią wkopów (odkrywki 588, 643, 591) bezpośredni kontakt „szarogłazów” z gnejsami oraz strefy przykontaktowe. Profil ten uzupełniają wkopy i odkrywki 506, 508 oraz 583, 533. „Szarogłazy” Włosienia, opisane już poprzednio, w sąsiedztwie kontaktu nie wykazują istotnych różnic w składzie i strukturze względem partii oddalonych od gnejsów. W bezpośredniej bliskości kontaktu nieco lepsze jest może przekrystalizowanie masy łuszczycowo-sercytowej. Obecne są czasem blaszki muskowitu o nieregularnych kształtach i dość charakterystycznej plamistości, które być może są objawem rekrystalizacji w warunkach statycznych. Nie są to jednak zmiany upoważniające do przyjmowania tu zjawisk metamorfizmu kontaktowego. Nieco podwyższona jest, jak się zdaje, zawartość biotyту, który koncentruje się wyraźnie na ślizgach i fleksurach, gdzie daje blaszki znacznie większe i przemieszane z kwarcem. Takie partie ślizgów, na których nastąpiła rekrystalizacja, przybierają wygląd i strukturę typowych łupków łuszczycowych. Są to jednak strefy lokalne, bardzo wąskie, z reguły poniżej 1 mm. Brunatne turmaliny są obecne w sporych bezkształtnych ziarnach, podobnie jak w „szarogłazach” Platerówki.

Ogólnie stwierdzić należy, że zmienność składu i struktury między poszczególnymi warstwami, czy nawet laminami, w wyniku pierwotnej osadowej

zmienności jest znacznie większa niż w efekcie mniejszej lub większej odległości od kontaktu z gnejsami, co świadczy o braku poważniejszych zjawisk kontaktowych.

Kompleks gnejsów przytykających do „szarogłazów” we Włosieniu wykazuje znaczne zróżnicowanie. Obecne są tu gnejsy od silnie biotytowych do niemal w ogóle pozbawionych biotyту, od średnioziarnistych do gruboziarnistych z dużymi porfiroblastami skalenia, od bogatych w pertytowy mikroklin do takich, w których cały skałen potasowy zastąpiony został przez albit szachownicowy. Sztwyne deformacje o różnym natężeniu spotęgowały i tak znaczne komplikacje struktury. Skały są przeważnie bezkierunkowe lub słabo ukierunkowane, a wyraźniejsze tekstury kierunkowe są wynikiem sztywnych deformacji i ślizgów słabo lub niemal zupełnie nie zrekrystalizowanych. Z obserwacji tych wynika, że główna masa gnejsów stanowiła przed zdeformowaniem bezkierunkowe lub słabo kierunkowe granitoidy składem odpowiadające granitom, granitom monozonitowym lub granodiorytom w zależności od stosunku skałen potasowy—plagioklaz (obecnie: pertytowy mikroklin + albit szachownicowy—albit + agregaty serycytowe). Brak większych ciągłych odkrywek i w wyniku tego zwiertrzały przeważnie materiał pochodzący z wkopów nie stwarzają dogodnej możliwości studiowania różnych odmian gnejsów i ich wzajemnych stosunków.

Wspólną cechą omawianych gnejsów jest wysoki stopień serycytyzacji plagioklazów. Często można spotkać ziarna, w których zachowały się znikome ilości plagioklaz i tylko jednolita orientacja relikwów w obrębie skupienia serycytowego pozwala domyślać się, że serycyt zastąpił tu większe ziarno plagioklaz. Nierzadko pokrój agregatów serycytowych odpowiada kształtem automorficznym lub częściowo automorficznym listewkom i tabliczkom plagioklaz. Jeśli jednak na serycytyzację nałożyły się deformacje, serycyt może być rozproszony w wyciągnięte pasma. Zserycytyzowane plagioklasy są megaskopowo szare. To właśnie powoduje, że odmiany gnejsów ubogie w biotyт mają ogólną barwę dość ciemną. Żółte lub białe ziarna tworzy mikroklin lub zastępujący go albit szachownicowy. Wymienione cechy pozwalają zaliczyć te gnejsy do gnejsów granodiorytowych.

Bezpośrednio przy kontakcie (odkrywka 643) gnejsy są nieco drobniej ziarniste i w głównej masie bezkierunkowe. Megaskopowo widoczne ukierunkowanie jest wynikiem sztywnych deformacji. W niektórych strefach przeradza się ono w wyraźne zgnejsowanie. Zbadane w odległości około 30–40 m od kontaktu niemal wszystkie gnejsy wykazują wielkie blasty albitu szachownicowego. Tylko w jednym miejscu zachował się w tych blastach mikroklin gęsto przetkany grubymi pertytowymi żyłkami albitu szachownicowego. Mamy w tym przypadku do czynienia z typowymi pertytami infiltracyjnymi. Duże blasty pocięte są licznymi żyłkami kwarcowymi i strefami serycytowymi. Takie strefy serycytowe przecinają także ziarna kwarcowe. Świadczy to nie tylko o zastępowaniu przez serycyт plagioklazów, ale także o jego przemieszczeniach międzyziarnowych.

W wykopie 643 obserwowano bezpośredni kontakt gnejsu z „szarogłazem”. Powierzchnia kontaktu jest wyraźna, nieco sfalowana poprzecznymi deformacjami o charakterze fleksurym. Niewyraźna powierzchnia zgnejsowania jest w przybliżeniu zgodna z powierzchnią kontaktu, a oddzielność „szarogłazu” — w tym przypadku zrekrystalizowanego mułowca —

również zgodna jest z powierzchnią kontaktu. Gnejsy przy kontakcie wykazuje pewne deformacje kataklastyczne i ślizgi, natomiast w „szarogłazie” efekty takie są znacznie słabsze. Bezpośrednia obserwacja kontaktu oddala przypuszczenia jakoby mogła tu istnieć większa dyslokacja. Niewątpliwie ruchy dyferencjalne mogły się tu odbywać i wywoływać pewne zmiany w skałach, ale nie miały one natężenia większego niż w innych miejscach w obrębie obydwu sąsiadujących kompleksów. Nawet gdyby po dyslokacji następowały procesy rekrystalizacji, nie mogłyby one do tego stopnia zatrzeć objawów deformacji. Skały, które uległy procesom deformacji i rekrystalizacji musiałyby w istotny sposób różnić się od swoich nienaruszonych odpowiedników w głębi kompleksów.

Około 750 m na północ od góry Srebrnik wzdułz doliny niewielkiego potoku płynącego z południa ku północy, wykonano szereg wkopów (fig. 9). Miejsce to zasługuje na uwagę, bowiem w odróżnieniu od opisanego uprzednio profilu we Włosieniu, gdzie graniczą ze sobą gnejsy i „szarogłazy”, tu — według opinii B. Z. Berezowskich — fyllity starszego paleozoiku stykają się bezpośrednio z gnejsami i granitami rumburskimi. Udało się przekopać rowem długości 8 m strefę kontaktową, a 17 dalszymi wkopami rozpoznano przylegające gnejsy i łupki.

W południowej części profilu (odkrywki 625, 622, 621, 627, 629) występują gnejsy i granity o wyraźnych znamionach kataklazy, wykazujące znaczne zróżnicowanie. We wkopie wysuniętym najdalej na południe (626) pojawiają się jednak łupki muskowitzowe z chlorytem i biotytem, zawierające nieco albitu, które mogą być zdeformowanymi i zrekrystalizowanymi szarogłazami. Przypuszczalnie mamy tu do czynienia z uskokiem o kierunku NW-SE, poprzecznym lub ukośnym do granicy gnejsy — „szarogłazy”. Uskok ten lub inny do niego równoległy obserwowano bezpośrednio we wkopach 614, 615 w pobliżu wsi Włosień w formie strefy gliny dyslokacyjnej z fragmentami rozlasowanych łupków łyszczkowych. Wycieki wodne potwierdzają istnienie tej dyslokacji.

Skały granitowo-gnejsowe w południowej części omawianego profilu są szare lub białawe, bezkierunkowe lub zgnejsowane. Wietrzejąc rozsypują się na kaszę typową dla granitów. W części północnej spotyka się odmiany o charakterze gnejsów oczkowych. W nielicznych blokach spotkać można bezkierunkowe jasne granity o ziarnie 2–5 mm średnicy. Albit jest częściowo automorficzny względem skalenia potasowego, obecnie w formie plamistego mikroklinu z licznymi grubymi żyłkami pertytów. Mikroklin zresztą też czasem wykazuje pokrój listewkowy. Skupienia blaszek muskowitzu, sporadyczne skupienia biotyту i chlorytu, z rzadką żyłką wypełnioną serycytem lub kwarcem dopełniają obrazu skały. Skała ta wykazuje pewne analogie strukturalne względem granitu muskowitzowego z Platerówki. Gdyby jednak do zgnejsowania dołączyła się silna serycytyzacja plagioklaz i zastąpienie przez albit szachownicowy mikroklinu, to przy sporej ilości skupień biotytowych i chlorytowych gnejsy te byłyby podobne do niektórych uboższych w biotyт odmian gnejsów zaliczanych do tzw. gnejsów granodiorytowych. Można więc wątpić czy występujące w tym profilu skały zasługują na tak wyraźne odróżnianie od pozostałych gnejsów całego omawianego obszaru, jak to czynią B. i Z. Berezowscy.

W odróżnieniu od czystej nieprzeobrażonej skały z bloku (odkrywka 513) skały we wkopie są w wysokim stopniu, zapewne hydrotermalnie, przeobrażone. Wydaje się wysoce prawdopodobne, że właśnie bliskość wspomnianej dyslokacji miała tu decydujące znaczenie i to w sensie podwójnym. Po pierwsze deformacje rozluźniły struktury skał, a po drugie strefa dyslokacji stanowiła dogodną drogę dla migrujących roztworów.

Obserwowano więc w omawianym profilu skały nie wykazujące poważniejszych deformacji kataklastycznych i mylonitycznych, w których ziarna plagioklaz w całości zastąpione są gruboblastkowym serycytem przekrystalizowującym miejscami w grubsze blaszki muskowitzu. Co ciekawe, orientacja blaszek muskowitzu niezależna jest, jak się wydaje, od kierunków krystalograficznych plagioklaz. Nieliczne relikty wypartych ziarn są czystym albitem (0–3% An). Ziarna skalenia potasowego przenikają żyłki i strefy serycytowo-muskowitzowe. Kwarc tworzy mackowate, nieregularne ziarna podobne do obserwowanych w granitach muskowitzowych. Obok odmian w przybliżeniu równoziarnistych występują także wśród tych skał odmiany o bardzo zróżnicowanej wielkości ziarna i w wielu przypadkach trudno ustalić, czy jest to skutek mechanicznego rozdrobnienia

ziarn, czy pewnego rodzaju porfirowatości pierwotnej skały. Często pakiety serycytowe i muskowitowe są wyraźnie ukierunkowane. Zachowane ziarna albitu wykazują deformacyjne uszkodzenie lametek. Grubopertytowy mikroklin w mniejszym lub większym stopniu jest zastąpiony przez albit szachownicowy. Niektóre odmiany zawierają sporo biotyту, lecz jego rozmieszczenie gniazdowe, czasem nawet w formie drobnych agregatów, świadczy o przekrystalizowaniu tego minerału.

Stopień ukierunkowania tekstury, decydujący o tym czy skałę nazwiemy gnejssem czy granitem, traktować należy jako cechę drugorzędą, zmienną od miejsca do miejsca w obrębie jednego wkopu.

Świadczenia intensywne procesów serycytyzacji i rekrytalizacji serycytu w muskowit obserwowane w gnejsach pozwalają łatwiej zrozumieć wzajemne stosunki skał na kontakcie gnejsy — łupki. Przy kontakcie (odkrywki 632) zserycytizowane gnejsy podobne do opisanych nie zawierają skałenia potasowego, lecz albit szachownicowy. Bezpośrednio przy granicy z łupkami deformacje szytynne w skale osiągają znaczne natężenie, skała jest rozwalczona w pasma, kwarc rozciągnięty w laminy i rozbity na drobną mozaikę, kryształ albitu posiekane mikroskopowymi uskokami. Granica gnejsy — łupki wskutek silnych deformacji jest nieco zatarta, bowiem megaskopowo trudno odróżnić bardzo silnie rozwalczony, zserycytizowany i zrekrystalizowany gnejs od muskowitowo-serycytowego łupku. Jedynym wskaźnikiem są tutaj zachowane większe ziarna albitu szachownicowego. Skały w strefie przykontaktowej są partiami wybelone w efekcie procesów hydrotermalnych i wietrzeniowych. Zaobserwowano, że w wąskiej około 3-metrowej strefie przekładać się mogą skały dające się zaliczyć na zmianę do gnejsów i łupków. Nieco dalej na północ od kontaktu występują skały podobne do niektórych „szarogłazów”. Wykazują one silne deformacje. Ziarna albitu i kwarcu są zrotowane, a pasma muskowitowe silnie asymetrycznie zguflowane. Takie drobno-blazkowe łupki muskowitowe z kwarcem, albitem i biotytem rozwinęły się bez wątpienia głównie z mułowców i piaszczowców bogatych najczęściej w spoiwo ilaste. Są to pod względem składu i pochodzenia takie same skały jak seria „szarogłazowa”, tylko znalazły się w strefie silnych deformacji (ślizgi zgodne w przybliżeniu z powierzchnią kontaktu gnejsy — łupki) i w strefie intensywnej rekrytalizacji. Podobnie silniejsze niż gdzie indziej zjawiska deformacji i rekrytalizacji obserwować można w gnejsach przykontaktowych. Mimo więc znacznych różnic w megaskopowym i mikroskopowym wyglądzie skał wydaje się, że omawiany kontakt gnejsów z łupkami jest analogiczny do kontaktu gnejsów z „szarogłazami” we Włosieniu, tylko silne deformacje i rekrytalizacja wywołały dość istotną zmianę cech teksturalnych, a co za tym idzie wyglądu skał.

Rozciągające się dalej na północ skały łupkowe w niczym nie odbiegają od opisywanej już formacji szarogłazowo-łupkowej (tabela 1). Na podkreślenie zasługuje nieco pełniejsza rekrytalizacja serycytu w blaszki muskowitowe oraz znaczna w niektórych skałach zawartość biotyту i chlorytu. Wielkość ziarna jest w szerokim zakresie zmienna.

Efekty rekrytalizacji w gnejsach swoim natężeniem i zapewne warunkami fizyczno-chemicznymi porównywalne są do efektów metamorfizmu w „szarogłazach”. Powraca tu, poruszany już przy omawianiu kontaktów gnejsy — łupki w rejonie Pilchowic i w innych miejscach, problem pierwotnego stosunku serii łupkowej względem gnejsów. Czy ze względów na brak poważniejszych objawów metamorfizmu kontaktowego w szarogłazach i łupkach przy kontakcie w okolicy wsi Włosień nie należałoby przyjąć, że seria mułowcowo-piaszczowcowo-ilasta „szarogłazów” osadzała się na granitoidach i potem wspólnie z nimi uległa słabemu metamorfizmowi?

Wkładka „szarogłazów” w Platerówce z pewnymi objawami przykontaktowej rekrytalizacji i jej kontakt z jasnymi granitami mogącymi stanowić brzeżną fację intrudującego granitoidu — zapewne granodiorytu — w zestawieniu ze słabymi aczkolwiek nie-

wątpliwymi zmianami kontaktowymi w hornfelsach w Zgorzelcu zdają się świadczyć raczej o intruzywnym charakterze kontaktu gnejsy granodiorytowe — „szarogłazy” także we Włosieniu. Późniejszy od intruzji metamorfizm regionalny mógł zatrzeć i tak niezbyt wybitne efekty kontaktowe.

J. i M. Szałamachowie (1968b), opierając się na obserwacjach stopniowego przejścia od gnejsów granodiorytowych do granodiorytów, np. w Grabiszycach, i od łupków łuszczkowych do gnejsów oczkowych w Złotnikach, oraz obserwując mikroskopowo w granodiorytach „niecałkowicie przeobrażone fragmenty pierwotnych utworów klastycznych”, wypowiadają poglądy, że gnejsy granodiorytowe powstały z serii „ilasto-piaszczysto-szarogłazowej w wyniku metamorfizmu regionalnego, posuniętego miejscami do stadium anatektycznego”. Z gnejsów z kolei w wyniku przeobrażeń metasomatycznych miały powstać granodioryty Zawidowa i Zgorzelca.

Obserwacje poczynione w rejonie Włosienia i Platerówki, a szczególnie studium kontaktów, stoją w istotnej sprzeczności z tym poglądem. Znaczna zmienność kompleksu gnejsowego może nasunąć wnioski, że jest ona wynikiem osadowej zmienności pierwotnej serii, z której w wyniku metamorfizmu posuniętego aż do procesów anatektycznych rozwinęły się gnejsy granodiorytowe. Ostre kontakty takich głęboko metamorficznych poziomów ze słabo zmetamorfizowanymi „szarogłazami” (zaledwie w facji zielenicowej) każą wątpić w prawdziwość tej koncepcji. Wyrażna granica w jednym miejscu dałaby się może wytłumaczyć gwałtowną zmianą składu skał w pierwotnej serii. W rzeczywistości jednak przy szerokiej zmienności składu serii „szarogłazowej” i gnejsowej skały te nie przekładają się ze sobą choćby nawet w wąskiej strefie przejściowej, lecz wzdłuż ostrej granicy sąsiadują ze sobą takie kompleksy, jak zaledwie słabo zmetamorfizowany — „szarogłazy” i głęboko przeobrażony — gnejsy granodiorytowe. Jeśli nawet tylko jakaś określona pod względem frakcji czy składu skała osadowa miała ulegać przeobrażeniom w granodioryt, to szeroka zmienność serii „szarogłazowej” dostarczyłaby takiej możliwości. Pozory przejściowości w skali kilku centymetrów obserwowane na kontaktach są wynikiem wtórnych procesów intergranularnej wędrówki roztworów i krystalizacji minerałów, głównie kwarcu i serycytu.

Jeśli więc nie skład przeobrażonych skał, to wobec tego wielka różnica w fizyczno-chemicznych warunkach powstawania musiałaby być powodem znacznej różnicy składu i struktury sąsiadujących ze sobą wzdłuż ostrej granicy „szarogłazów” i gnejsów. Tak gwałtowna zmiana warunków krystalizacji, a zatem gradient temperatury i ciśnienia, nie jest możliwy w warunkach głębokiego metamorfizmu regionalnego.

Fakty te w zestawieniu ze wspomnianymi już cechami intruzywności kontaktu w Platerówce i zmianami kontaktowymi „szarogłazów” w Zgorzelcu, które dostarczyły tzw. hornfelsów, zdają się wskazywać na intruzywny charakter granicy granodioryty — „szarogłazy” i gnejsy granodiorytowe — „szarogłazy”. W tym świetle gnejsy granodiorytowe byłyby

dynamicznie zmienionymi odmianami granodiorytów. Zagadnienie wzajemnych stosunków gnejsów i granodiorytów omówione będzie w rozdziale III.

„HORNFELSY” I „SZAROGŁAZY” ZGORZELCA I JĘDRZYCHOWIC

Niewątpliwie megaskopowe podobieństwo „szarogłazów” Włosienia i Zgorzelca potwierdzają obserwacje mikroskopowe.

Piękny profil w wykopie toru kolejowego, ciągnący się około 1 km od stacji Zgorzelec — Miasto ku północy, odsłania różne piaskowce, mułowce i łupki ilaste o niskim stopniu metamorfizmu, których odpowiedniki opisano na terenie Włosienia. Taki sam jest na ogół skład materiału detrytycznego, spoiwa i stopień przekształcenia. W piaskowcu z tego przekopu stwierdzono obecność skalenia potasowego (pertytowego mikroklinu) w formie ziarn detrytycznych. Obok niego występują stosunkowo liczne okruchy drobnoziarnistych skał krzemionkowych, kwarcowych, czasem ze skalaniem. Wśród ziarn detrytycznych przeważają jednak kwarc i albit. Spora ilość blaszek muskowitu ułożonych przeważnie w sposób zorientowany może mieć również charakter detrytyczny. Niekiedy spoiwo piaskowców może być w znacznym procencie krzemionkowe. Sporadycznie zbadane próbki z okolic Jędrzychowic na północ od Zgorzelca i obszaru NRD przedstawiają się podobnie.

Na podstawie poczynionych obserwacji można stwierdzić, że szarogłazy Zgorzelca i Włosienia wykazują wysoki stopień podobieństwa i że ani jedno ani drugie nie wykazują żadnych wyraźnych cech, które upoważniałyby do przyjmowania w nich poważniejszych efektów metamorfizmu kontaktowego. Pod tym względem wyjątek stanowią skały określane mianem hornfelsów z dużej odkrywki przy ulicy A. Struga w Zgorzelcu, tuż nad bulwarem wzdłuż rzeki Nysy.

Są to drobno- i równoziarniste, ciemnoszare skały kwarcowo-albitowe z biotytem. Ziarna wymienionych minerałów stykają się ze sobą bezpośrednio, brak jest spoiwa. Drobne, lecz kształtne blaszki brunatnego biotyty są statystycznie ukierunkowane. Liczne są poprzeczne blaszki biotyty i muskowitu. Skały te przetkane są niewielkimi, ostro odgraniczonymi żyłkami i gniazdami średnioziarnistego granitu dwułuszczkowego. Należy przypuszczać, że większa masa granodiorytu znajduje się w bezpośredniej bliskości, lecz nie odsłania się na powierzchni. Z tego powodu nie ma możliwości studiowania bezpośredniego kontaktu. Zdaniem M. Borkowskiej (1959), drobnoziarniste skały wykazują cechy strukturalne hornfelsu oraz obecne są w nich pinitowe pseudomorfozy po kordierycie, zaś granitowe wtrącenia mają skład mineralny i właściwości strukturalne granodiorytu zawidowskiego, wzbogacone nieco w muskowit i skałen potasowy.

Choć w omawianych hornfelsach nigdy nie stwierdzono nieprzeobrażonego kordierytu i zapewne taki w ogóle nie istnieje, to nieliczne skupiska jasnego, słabo zielonkawego łuszczku, które przyjmują niekiedy formę jakby ograniczoną ścianami krystalograficznymi jakiegoś wypartego kryształu, mogły zapewne być pierwotnie kordierytem.

Po zachodniej stronie Nysy Łużyckiej, u stóp skarpy, około 100 m na S od katedry odsłania się granodioryt oddzielony od głównej swej masy skałami o wyglądzie hornfelsów. Jest to zapewne apofiza granodiorytu. Nie można wykluczyć, że podobna sytuacja ma miejsce po wschodniej stronie rzeki.

Na podstawie podanych informacji można stwierdzić, że kontakt granodiorytu z szarogłazami w okolicy Zgorzelca ma charakter intruzywnego kontaktu termicznego, przy czym temperatura intruzji nie była

zbyt wysoka, a gradient temperatury niezbyt gwałtowny. Wtrącenia granodiorytu w obrębie hornfelsów mają zdaniem M. Borkowskiej charakter lokalnej i wstępnej granityzacji hornfelsu przy kontakcie z granodiorytem w wyniku jego intruzji.

Zakres rozprzestrzenienia skał hornfelsowych jest ograniczony do zupełnie wąskiej strefy, zapewne kilkunastu, może kilkudziesięciu metrów przy kontakcie. Dalej położone skały to szarogłazy bez dostrzegalnych zmian typu kontaktowego.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW I WNIOSKI

Na podstawie zrelacjonowanych w bieżącym rozdziale badań, mimo ogromnej różnorodności w szczegółach sposobów wykształcenia strefy granicznej między izerskim kompleksem gnejsowym a serią łupkową kaczawską, wyróżnić można kilka typów wzajemnego ich stosunku.

Strefa graniczna, gdzie istnieje dużej skali dyslokacja niemal z całkowitym wyprasowaniem czy wyklinowaniem partii przejściowych i przykontaktowych, obecna jest tylko w najbardziej wschodniej części (Jeżów, Siedlęcin).

Pozostałe profile wschodniej i środkowej części badanej strefy wykazują najczęściej, mimo objawów zdyslokowania, zachowane partie przygraniczne. Na tej podstawie można stwierdzić, że tzw. „dyslokacja śródsudecka” ma charakter strefy biegnącej w pobliżu granicy gnejsów i łupków, w której pojawiają się dyslokacje różnej skali, lecz nie oddzielają one ciągłą linią obcych sobie genetycznie kompleksów. Dyslokacje biegną raz w gnejsach, raz w łupkach, raz wreszcie na ich granicy, zakłócając niekiedy ciągłość profilów w poprzek strefy granicznej między związanymi ze sobą genetycznie kompleksami. Szczególnie profile, które nie zostały przerwane dyslokacją na granicy gnejsy — łupki dostarczyły szeregu danych rzucających światło na stosunek tych skał względem siebie.

Spśród tych nie stektonizowanych odcinków we wschodniej i środkowej części całej strefy granicznej wyróżnić można pewne odmiany. Między gnejsami a łupkami tylko wyjątkowo istnieje prawdziwe stopniowe przejście na przestrzeni kilkudziesięciu lub więcej metrów. Jedynym pełnym przykładem takiej strefy jest profil 2 w Siedlęcinie, gdzie na odcinku 100—150 m obserwuje się ciągłe przejście od granitów bezkierunkowych poprzez grube gnejsy, drobnooczkowe i drobnolaminowane gnejsy mikroklonowe do łupków muskowitowo-chlorytowych z mikroklinem i w końcu łupków bezmikroklonowych, a dalej łupków zieleńcowych i zieleńców. Brak ostrych granic, reakcyjność struktur i stopniowe zanikanie mikroklinu w głąb serii łupkowej są podstawowymi cechami tego profilu.

Inne profile, wśród nich wielokrotnie prezentowany na zjazdach i kongresach profil 16 (lewy brzeg Bobru poniżej zapory w Pilchowicach) oraz profil 7 (grzbiet Czyżyka), wykazują przejściowość między granitem i gruboziarnistym gnejsiem a sąsiadującym bezpośred-

nio z łupkami gnejsem drobnooczkowym i laminowanym, zwanym gnejsem przejściowym. Natomiast granica gnejs przejściowy — łupek jest zupełnie ostra, choć megaskopowo nie zawsze najlepiej rozpoznawalna. Gnejs zawiera sporo mikroklinu lub albitu szachownicowego, łupek jest tych minerałów zupełnie pozbawiony.

Są wreszcie profile, np. 10 i 17, w których między wspomnianym gnejsem przejściowym a łupkiem granica jest nieco zatarta, tzn. na przestrzeni kilku metrów skały łupkowe zawierają malejącą w głąb łupków ilość skalenia potasowego i albitu szachownicowego. Gnejsy przejściowe w ogromnej większości nie wykazują reakcyjnych struktur, z których wynikać by mogło, że mikroklin rozwijał się w skałach wskutek wypierania innych minerałów. Wykazuje on raczej skłonności do tworzenia częściowo automorficznych porfirokryształów. Wyjątkowo wśród łupków spotkać można skałki potasowe w formie żyłek i gniazd częściowo zazębionych ze skałą.

Podobnie jak gnejsy przykontaktowe wykazują ciągle przejście w głąb kompleksu gnejsowego do gnejsów grubooczkowych i granitów, tak i łupki przykontaktowe w głąb serii łupkowej wykazują stopniowe przejście o charakterze sedymentacyjnym do łupków zieleńcowych, zieleńców i wapieni, które z dużą dozą pewnością można uważać za kambryjskie (Gorczyca-Skała 1966, 1967a, H. Teisseyre 1968b). Tak więc, mimo naruszonej w wielu miejscach przez dyslokację ciągłości profilów, można mówić o jednolitości serii od gnejsów do osadów kambryjskich, rekonstruując całość na podstawie wycinkowych profilów.

Nie wchodząc w zagadnienie wieku zjawisk, a rozpatrując tylko wzajemne stosunki skał w omawianej strefie granicznej z wyłączeniem jej części zachodniej, w oderwaniu od innych aspektów budowy bloku Karkonoszy, nasuwa się kilka możliwości tłumaczenia skomplikowanego zespołu obserwacji w tej strefie. Żadna jednak z hipotez nie tłumaczy zadowalająco wszystkich zjawisk.

1. *Metasomatyczna granityzacja pierwotnej serii osadowej.*

Seria ilasto-piaszczysta została zmetamorfizowana i objęta frontem metasomatozy sodowej, potem potasowej. Gnejsy rozwinęły się tam, gdzie powstała większa ilość skalenia potasowego. Stosunkowo ostra, tylko miejscami przejściowa granica gnejsy — łupki jest wynikiem gwałtownej zmiany składu serii osadowej, np. skałki potasowe penetrował tylko piaskowce, nie wnikał zaś do łupków ilastych. Tłumaczy to dobrze istnienie poziomu gnejsów przejściowych oraz zgodność kontaktu gnejsy — łupki ze stratyfikacją serii osadowej. Tak zapewne wyobrażała sobie J. Gorczyca-Skała (1966) „kontakt metasomatyczny”, choć tego wyraźnie nie sprecyzowała.

Jeśli jednak zważyć, że z wyjątkiem profilu 2 granice gnejsy — łupki są niemal zupełnie ostre i to na przestrzeni wielu kilometrów, a ów front metasomatyczny z natury swojej ma tendencję do zacierania różnic składu skał, to metasomatoza potasowa po-

winna przekroczyć ten poziom litologiczny i wejść w głąb serii łupkowej w wielu miejscach. Najistotniejsze zastrzeżenie do tej hipotezy budzi jednak sposób wykształcenia skalenia potasowego — mikroklinu — w przykontaktowych gnejsach „przejściowych”. W myśl tej hipotezy byłyby to peryferie frontu metasomatycznego, gdzie musiałyby się ujawnić reakcyjna natura mikroklinu, wypierającego tylko częściowo inne minerały. Należałoby tu oczekiwać infiltracyjnych antypertytów, reliktowych pertytów, ukierunkowanych wrostków łuszczyków i kwarcu w skaleniach i temu podobnych struktur. Takich zjawisk w rzeczywistości się nie obserwuje, a wręcz przeciwnie — mikroklin przeważnie tworzy kryształy z pewną skłonnością do automorfizmu.

2. *Izochemiczny metamorfizm serii osadowej arko-zowo-ilastej bez udziału poważniejszych przemieszczeń substancji (metasomatozy).*

Arkozy dały w procesie metamorfizmu izochemicznego gnejsy i granity, łupki ilaste — łupki łuszczykowo-chlorytowe. Regionalna albityzacja nałożyła się później na jedne i drugie. Ostry, a miejscami przejściowy kontakt zgodny z powierzchnią sedymentacji dobrze zgadza się z tą hipotezą. Zastrzeżenia podobnie jak w punkcie 1 dotyczą braku reakcyjnych struktur. Ponadto, co bardzo ważne, tylko głębokie przeobrażenia metamorficzne mogły doprowadzić do powstania gnejsów i granitów z odpowiednich składem skał osadowych. Stoi to w wyraźnej sprzeczności z niskim stopniem metamorfizmu łupków przylegających bezpośrednio do gnejsów.

3. *Intruzja granitu w osłonę łupkową.*

Gnejsy grubooczkowe są zdeformowanymi granitami, gnejsy „przejściowe” — strefą brzeżną, drobniej ziarnistą, nierzadko porfirową, z większą zawartością łuszczyków. Intruzja raczej chłodna nie wywołała daleko idących zmian kontaktowych w osłonie łupkowej. Granity wraz ze strefą brzeżną i osłoną zostały wspólnie dynamicznie zmetamorfizowane. Z tego wynika zgodność położenia foliacji i innych struktur. Ostrość kontaktu intruzyjnego nie wyklucza w niektórych miejscach pewnych objawów o charakterze feldspatyżacji na niewielką skalę.

4. *Łupki osadzały się na granicie (porównaj H. Teisseyre 1968b).*

Na starym granicie osadzały się utwory ilaste, a potem łącznie granit i łupki uległy metamorfizmowi połączonemu z procesem regionalnej albityzacji. Tłumaczy to dobrze ostre kontakty między gnejsami a łupkami. Stopniowe przejście od łupków do gnejsów w wąskiej strefie rozumieć można jako wynik metamorfizmu i uruchomienia pewnych substancji na niewielką skalę. Hipoteza taka nie tłumaczy jednak stałego, towarzyszącego zawsze kontaktowi gnejsów z łupkami poziomu gnejsów „przejściowych” i tu leży podstawowy jej mankament.

Przy tej okazji trzeba wspomnieć o wariacie interpretacji strefy granicznej stosowanym bez wyraź-

nego sformułowania przez T. Oberc-Dziedzic (1966), a poza tym przez J. i M. Szalamachów (1968a). Ci ostatni uważają, że przylegająca bezpośrednio do gnejsów partia łupków jest częścią serii proterozoicznej, oddzielonej od serii staropaleozoicznej dyslokacją. Położenia tej ostatniej nie sposób ustalić ze względu na znaczne podobieństwo obu serii. Interpretacja ta ma swój pierwowzór w pracy G. Berga (1935a; patrz dyskusja na str. 34—36), nawiązując jednocześnie do poglądów J. Chaloupskiego (1963, 1965). Służy ona sprawie pogodzenia poglądu o assyntyjskim wieku gnejsów izerskich z obserwacjami na kontakcie gnejsy — łupki w okolicy Pilchowic, przy przekonaniu o ciągłości głównego uskoku śródsudeckiego.

Autor niniejszej pracy, popierając wnioski W. Schmuck (1957), w myśl sugestii M. Schwarzbacha (1939), ob staje przy jednolitości serii łupkowej na północ od gnejsów, co nie stoi w sprzeczności z poglądem, że wkładki łupkowe w obrębie kompleksu izerskiego mogą stanowić w najszerszym zrozumieniu odpowiedniki tej samej serii.

Powyższa dyskusja i przedstawienie różnych możliwości interpretacji opisanej w niniejszym rozdziale strefy granicznej polega w gruncie rzeczy na operowaniu połowicznymi argumentami, bowiem prawdziwie przekonujących argumentów brak i nawet nie można ich oczekiwać przy użytych dotychczas środkach metodycznych. Dyskusja ta stanowi jedynie ilustrację tego, jak pewien określony zespół zjawisk może być poprawnie i racjonalnie interpretowany na kilka wykluczających się nawzajem sposobów.

Otwartą ciągle sprawę wieku gnejsów izerskich omawia H. Teisseyre (1968b), zwracając uwagę na konieczność znacznej ostrożności w przyjmowaniu reperu J. Chaloupskiego (1963, 1965), mającego świadczyć o przedgórnoodowickim wieku gnejsów izerskich. K. Kozłowski (maszynopis) uzupełnia listę zastrzeżeń co do wartości tego reperu. Porównując otoczaki z Vojtěšyc ze skałami kompleksu izerskiego, przede wszystkim na podstawie składu plagioklazę jednych i drugich, dochodzi do wniosku, że w obecnie odsłoniętej części kompleksu izerskiego brak skał, które odpowiadałyby owym otoczakom. Jeśli pochodzą one rzeczywiście z tego kompleksu, to z jego zerodowanej, nie istniejącej już części.

Studium zachodniej części granicy między skałami krystalicznymi a osłoną osadową w okolicach Włosienia i Zgorzelca w sposób w miarę przekonujący zdaje się wskazywać, że granodioryty i gnejsy granodiorytowe wywołują zmiany kontaktowe w „szarogłazach” i, zdaniem autorów niemieckich (m.in. Hirschmann 1966a, b) oraz większości polskich (Borkowska 1959, Kozłowska-Koch 1965 oraz autor), istnieje tu intruzja granodiorytu w szarogłazy łużyckie. M. i J. Szalamachowie (1968b) skłonni są uważać, że granodioryty powstały w wyniku anateksis i metasomatozy z szarogłazów, zaś hornfelsy są pierwszym stadium tej przeróbki. Pewne uwagi krytyczne względem takiego poglądu zamieszczone są na stronie 123; inne aspekty tego zagadnienia omówione będą w rozdziale III.

Porównując strefę kontaktową na odcinku zachodnim z odcinkiem środkowym i wschodnim stwierdzić można istotne podobieństwa, choć pewne szczegóły bywają odmienne. Na zachodzie mamy do czynienia z głębszymi niż na wschodzie poziomami plutonicznymi i słabszym przeobrażeniem metamorficznym zarówno skał granitoidowych, jak i sąsiadujących skał pochodzenia osadowego. Jest to wynikiem obecności na zachodzie granodiorytów wyniesionych przez intruzję z głębokich poziomów w stosunkowo płytkie horyzonty i powodujących słabe zmiany kontaktowe w swojej osłonie. Z drugiej strony efekty młodszej od intruzji metamorfozy zarówno granitoidów jak ich osłony wyraźnie zanikają ku zachodowi.

Podobnie jak istnieją argumenty na rzecz spójności zachodniej i wschodniej części kompleksu krystalicznego, tak zdaje się wysoce prawdopodobne, że serie osadowe sąsiadujące z nim tu i tam stanowią również przynajmniej częściowe ekwiwalenty. Pewnych bezpośrednich argumentów dostarczają studia stosunku „szarogłazy” — łupki w okolicach Włosienia. Faktem jest, że „szarogłazy” łużyckie uważane są na podstawie badań szczątków organicznych (Burman 1966, 1969) za najwyższy prekambr. W okolicach Pławnej i Pilchowic istnieją pewne przesłanki (Gorczyca-Skała 1967, H. Teisseyre 1968b), że seria łupków pod wapieniami środkowego kambru jest dolnym kambrem i eokambrem. Z punktu widzenia inwentarza petrograficznego łupki Pilchowic i „szarogłazy” Włosienia i Zgorzelca są osadami bardzo zbliżonymi, a różnicę może tylko stopień przeróbki metamorficznej. Tak więc gdy na zachodzie seria od najwyższego prekambru do starszego paleozoiku jest rozerwana wielkimi dyslokacjami, na wschodzie może ona zachowywać ciągłość.

Wracając do dyskusji nad stosunkiem gnejsów do sąsiadujących od północy łupków we wschodniej i środkowej części strefy granicznej, cztery wymienione możliwości (str. 125) z punktu widzenia stosunków wiekowych podzielić można na dwie grupy. Pierwsza — gnejs jest młodszy, powstał później niż osadziła się seria łupkowa (granityzacja, intruzja — punkty 1, 2, 3). Druga — gnejs jest starszy a seria łupkowa (młodsza) osadziła się na nim (punkt 4).

Stosunek granodiorytu do niższych „szarogłazów” warstw z Görlitz (Hirschmann 1966a, b) pasuje do grupy pierwszej, bowiem granodioryt wywołuje w nich zmiany kontaktowe. Wyższe „szarogłazy” łużyckie — warstwy z Kamenz — są młodsze i leżą niezgodnie na granodiorycie i warstwach z Görlitz. Szersza dyskusja na temat stosunku granodiorytu wschodniołużyckiego względem gnejsów oraz granitów kompleksu izerskiego i ich relacji wiekowych przeprowadzona jest w końcu rozdziału III.

Powyższe rozważania, choć oparte na sporej ilości nowych obserwacji, nie przynoszą żadnych definitywnych rozstrzygnięć. Najważniejszy problem wieku gnejsów pozostaje nadal otwarty. Dalsze aspekty tego zagadnienia poruszone będą w następnych rozdziałach.

ROZDZIAŁ II

SKAŁY SUPRAKRUSTALNE W OBRĘBIE KOMPLEKSU IZERSKIEGO

INFORMACJE WSTĘPNE

Kompleks izerski, choć zbudowany w ogromnej większości z gnejsów i granitów, zamyka w swoim obrębie liczne skały pochodzenia suprakrustalnego w postaci różnej miąższości zgodnych wkładek. Są to przeważnie łupki łyszczykowe i chlorytowe, a w mniejszej ilości amfibolity i kwarcyty.

Niżej wymienione będą poszczególne takie wtrącenia, z których trzy pierwsze odgrywają rolę najważniejszą. W tym rozdziale również omówiona jest strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów.

Złotnickie pasmo łupkowe rozciąga się od obszaru na SE od Leśnej przez wieś Stankowice, wzdłuż Jeziora Złotnickiego przez południową część Gryfowa Śląskiego do wsi Krzewie Wielkie i dalej do rejonu na S od Lubomierza. Ma ono długość około 15 km i szerokość wychodni 200 do 400 m, przy stromych (50—70°) północnych upadach. Zbudowane jest z łupków łyszczykowych i kwarcytów. Po jego południowej stronie występują w niewielkiej ilości jasne skały z rodzaju leukogranitów.

Pasma łupkowe Wojcieszycy — Lazně-Libverda zbudowane jest głównie z łupków łyszczykowych i paragnejsów. Ciągnie się od wsi Wojcieszycy w pobliżu Cieplic przez Starą Kamienicę, Kwieciszowice, Proszową, Przeznice, Gierczyn, Kotline, Krobicę, Czerniawę do miejscowości Lazně-Libverda w Czechosłowacji. Miąższość około 500 m na wschodzie, rośnie ku zachodowi do ok. 1600 m. Po południowej stronie tego pasma obficie występują skały nazwane przez K. Smulikowskiego (1958) leukogranitami.

Hornfelsy Wysokiego Grzbietu Izerskiego były pierwotnie również łupkami łyszczykowymi zmienionymi później kontaktowo przez intruzję granitu Karkonoszy.

Wymienione trzy pasma łupkowe nasunęły J. Obercowi (1961) myśl podzielenia kompleksu izerskiego na trzy jednostki. M. Szałamacha (1964) i J. Szałamacha (1966) precyzują wnikliwiej podstawy takiego podziału, uważając strefy leukogranitów po południowej stronie pasm łyszczykowych za tektoniczne granice między jednostkami.

Strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów ogranicza od zachodu hornfelsy Wysokiego Grzbietu. Stanowi ona ważny rys w budowie geologicznej Gór Izerskich i ze względu na wartość surowca kwarcowego występującego w niej jest dość dokładnie zbadana.

Łupki łyszczykowe z Jindřichovic p. Smrkem występują w formie wąskiego pasma odsłaniającego się tylko na terytorium Czechosłowacji.

Łupki, amfibolity, leukogranity i grejzeny okolic Kamienia, Skiby, Pobiednej. Choć źle odsłonięte i rozerwane dyslokacjami na fragmenty, stanowią czwarte co do wielkości pasmo skał suprakrustalnych zamknięte w obrębie kompleksu izerskiego.

W pobliżu wsi Kamień na wzgórzu Wyrwak znajduje się znane wystąpienie grejzenów topazowych i innych skał leukokratycznych, ciągnących się dalej ku północnemu wschodowi. Obecność tego pasma komplikuje nieco założoną przez J. i M. Szałamachów trójdzielność budowy kompleksu izerskiego.

Skały suprakrustalne okolic Raspenavy w Czechosłowacji, na które składają się łupki łyszczykowe i wapienie w znacznej części kontaktowo zmetamorfizowane. Ich pozycja geologiczna w stosunku do pozostałych pasm łupkowych nie jest w pełni sprecyzowana.

Łupki łyszczykowe i gnejsy okolic Jasnej Góry na S od Bogatyni. Znacznie dalej na zachód od wymienionych dotychczas jednostek, na południowo-zachodnim skraju polskiego terytorium, na południe od obszaru występowania granitów rumburskich, występują wśród gnejsów niewielkie obszary, po większej części leżące w Czechosłowacji, skał z rodzaju łupków łyszczykowych. One i towarzyszące im gnejsy omówione będą również pokrótce w celach porównawczych.

Drobne wkładki amfibolitów oraz łupków biotytowych i chlorytowych w obrębie kompleksu izerskiego.

Poza wymienionymi większymi pakietami skał suprakrustalnych wśród gnejsów na całym niemal obszarze ich występowania obecne są liczne, cienkie, zgodne wkładki, należące przeważnie do zbiotytowanych i schlorytowanych amfibolitów oraz łupków przeważnie wywodzących się z amfibolitów.

Wkładki kwarcytów w obrębie kompleksu izerskiego. W formie zgodnych, często bardzo konsekwentnych wkładek o niewielkiej miąższości występują wśród gnejsów kwarcyty. Szczególnie charakterystyczne ich odsłonięcia znajdują się w pobliżu miejscowości Barcinek.

ZŁOTNICKIE PASMO ŁUPKOWE

Dobrze odsłonięty i malowniczy rejon zaporowego Jeziora Złotnickiego stwarza dogodne warunki do studiowania różnych rodzajów skał i ich współzależności. Choć pracowało tu wielu geologów, atrakcyjny ten rejon nie doczekał się kompletnego opracowania.

G. Berg (1935) uważał łupki złotnickie za kontaktowe hornfelsy i łupki plamiste przeobrażone w łupki fyllitowe przez postintruzyjny metamorfizm dynamiczny na pograniczu stref epi- i mezo-. W kwarcytach obserwował „rozłożony kordieryt”. Wśród łupków wymieniał łupki arkozowe, szarogłazowe i fyllity skaleniove. Od południa kontaktują z łupkami jasne, bezbiotytowe skały określone przez cytowanego autora jako pegmatytowa facja brzeżna.

J. Kotowski (1967) wspomina, że ku południowi występują skały coraz młodsze, nie precyzując dlaczego tak uważa. Wyróżnia trzy systemy lineacji i trzy systemy spekań. J. i M. Szałamachowie (1968a) po-

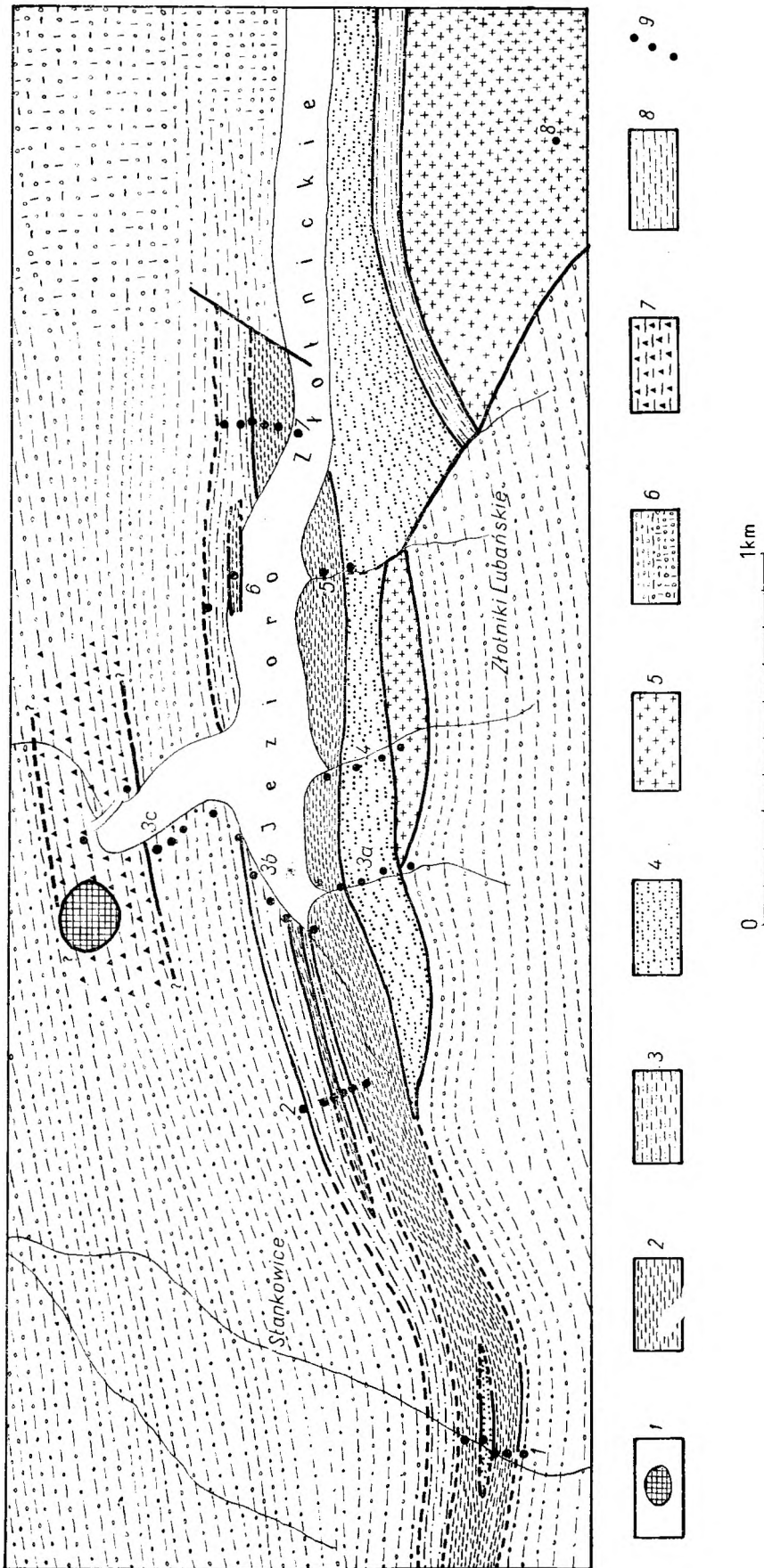


Fig. 11

Szkic geologiczny zachodniej części Jeziora Złotnickiego, według G. Berga (1925, 1927) z uzupełnieniami autora.

1 — bazalt, 2 — łupki łyszczykowe, 3 — łupki łyszczykowe ze skalenitami, 4 — kwarcyty, 5 — leukogranity, 6 — gnejsy grubocerkowe i granity, 7 — gnejsy przejściowe — laminowane i drobnocerkowe mikrokinowe, 8 — gnejsy przejściowe — laminowane i drobnocerkowe — albitowe, 9 — punkty pobrania próbek — numery profili

Geological sketch-map of the western part of Złotniki Lake, after G. Berg (1925, 1927), supplemented by the writer

1 — basalt, 2 — mica schists, 3 — Feldspar bearing mica schists, 4 — quartzites, 5 — leucogranites, 6 — coarse-grained augen gneisses and granites, 7 — transition gneisses — laminated with small microcline augen, 8 — transition gneisses — laminated with small albite augen, 9 — sampling sites — numbers of profiles

dają w telegraficznym niemal skrócie tutejszy inwentarz skalny. Północna granica łupków z gnejsami wydaje im się podobna do odpowiedniej granicy w pasmie Wojcieszycze — Lazně-Libverda, nie podając jednak miejsc ani innych szczegółów obserwacji.

Różni autorzy: G. Berg (1935c), M. Schwarzbach (1943) oraz J. i M. Szalamachowie (1968a) odnajdują podobieństwo łupków pasma Złotnik do łupków okolic Pilchowic. Wszyscy pracujący tu geolodzy (Kotowski 1967) oraz J. i M. Szalamachowie (1968b) obserwują stopniowe przejście od łupków do gnejsów. Najwięcej danych dostarczają opisy M. Kozłowskiej-Koch (1965), która obserwuje stopniowe przejście w wyniku albityzacji i mikroklinizacji od zalbityzowanych łupków łuszczkowych, chlorytowych i epidotowo-łuszczkowych przez drobnooczkowe, bogate w kwarc gnejsy do bogatych w mikroklin gnejsów grubooczkowych. W wyniku ponownej albityzacji pojawiają się znaczne ilości albitu szachownicowego, głównie kosztem mikroklinu.

Autor niniejszej pracy zajął się, poza badaniami mezostruktur, których wyniki przedstawione będą w rozdziale IV, studium stref granicznych łupków z gnejsami, uzupełniając niezłe odświeżenie naturalne tego regionu, w miarę potrzeb, seriami wkopów (fig. 11). Poza materiałami zebranymi przez siebie autor korzystał z próbek zebranych w 1959 r. przez H. Januszewską i B. Wierzchołowskiego.

Przebieg różnych odmian skalnych w rejonie Jeziora Złotnickiego jest równoleżnikowy. Najpełniejszy całej jednostki daje się śledzić wzdłuż zachodniego brzegu jeziora i doliny potoku wpływającego od południa do jeziora w jego zachodniej części (profil 3a, 3b, 3c).

Na odcinku około 1 km występują od południa ku północy gnejsy oczkowe, gnejsy leukokratyczne, łupki kwarcytowe i łupki łuszczkowe, gnejsy laminowane i drobnooczkowe, gnejsy grubooczkowe i ponownie gnejsy laminowane.

Przy południowym krańcu profilu 3a gnejsy są bogate w mikroklin z grubymi pertytami, rozmieszczony w formie oczek wśród drobnoziarnistej masy kwarcowo-albitowo-mikroklinozowej z pakietami muskowitu i blaszkami pobiotytowego chlorytu. Oczka wykazują bardzo silne znamiona kataklazy bez wyraźniejszej rekrytalizacji.

Gnejsy leukokratyczne w tym profilu reprezentowane są przez skały mikroklinozowe o deformacyjnym ukierunkowaniu, z widocznymi strefami kataklazy. Zawierają skupienia muskowitowo-serycytowe, czasem z towarzyszącymi tlenkami Fe i sporadycznymi blaszkami chlorytu pobiotytowego.

Skały leukokratyczne reprezentowane są w profilu 3a bardzo skromnie. Dalej ku wschodowi strefa ich występowania rozszerza się znacznie, by na wzgórzu 415,8 m na E od Złotnik osiągnąć szerokość wschodni około 750 m.

W starym łomie na wspomnianym wzgórzu (profil 8) ukazują się białe bezkierunkowe skały, pozbawione niemal zupełnie minerałów ciemnych. W skomplikowany sposób przetrastają się tu albit o zwykłych zbliżeniach lub niezbliniaczony albit szachownicowy i kwarc. Drobne ziarna kwarcu układają się nieraz w koncentryczne systemy, zbliżone do przerwostów pismowych. Ta cecha nawiązuje do jasnych granitów Olesznej Podgórskiej i Platerówki. Takie struktury obserwowano także w leukogranitach okolic Świeradowa i Czerniawy. W skałach na wzgórzu 415,8 m pojawia się miejscami nieco jasnego łuszczku i skupienia tlenków Fe. Skały takie wyznaczają przejście do gnejsów leukokratycznych. Ciągłe jednak pozbawione są one mikroklinu. Mikroklinozowe jasne gnejsy z tego

samego wzgórza zawierają sporo muskowitu układającego się w pasma, pojawiają się także nieco biotyty lub chloryty. Ziarno jest nierówne. Mikroklin w całej masie wypierany jest przez albit w formie drobnych żyłek pertytowych. Ta zbieżność stopnia albityzacji ze stopniem odprowadzenia ze skały ciemnych składników może stanowić argument, że albityzacja i leukokratyzacja są wynikiem tego samego procesu.

Zdaniem K. Kozłowskiego (1970), leukogranity rejonu Złotnik różnią się od skał okolic Czerniawy, Świeradowa czy Starej Kamienicy nieco mniejszym na ogół stopniem leukokratyzacji i silniejszym zażebieniem zawsze ksenomorficznych ziarn. Autor ten przyznaje jednak, że różnice te są drugorzędne i mieszczą się w skali zmienności tych typów skalnych. Różnorodność skał leukokratycznych zdaje się wskazywać na to, że leukogranity Złotnik powstały w efekcie leukokratyzacji różnych skał gnejsowych, a nie stanowiły ciała intruzywnego ani jako „facja brzeźna granitognejsu” (Berg 1935c), ani jako odrębna, mała intruzja jasnego granitu (porównaj rozdział I — okolice Olesznej Podgórskiej str. 113—114 i Platerówki str. 120—121).

Napotkane w rejonie na N od wsi Złoty Potok jasne, drobnoziarniste, bogate w skalenie kierunkowe skały, swoim megaskopowym wyglądem, a w przybliżeniu także składem i strukturą, jak również pozycją geologiczną między leukogranitami a łupkami łuszczkowymi, odpowiadają by mogły tzw. leptynitom z pasma łupkowego Wojcieszycze — Lazně-Libverda (Kozłowski 1970). Wśród bardzo drobnoziarnistej masy kwarcowo-albitowej znajdują się nieco większe ziarna kwarcu, albitu zwykłego i albitu szachownicowego o wielkości 0,2—0,6 mm. Przeważnie ostrokrawędziste, niekiedy wykazują lekkie zaokrąglenie naroży, a nieraz są obtoczone. Drobne blaszki biotyty i chlorytu przemieszane są z masą drobnoziarnistą. Skały takie należy zapewne uważać za stosunkowo nieznacznie przekrytalizowane, szczególnie ubogie w łuszczki detrytyczne skały typu piaskowców czy mulowców arkozowych. Albit szachownicowy może wskazywać na pierwotną obecność skalenia potasowego.

W luźnych blokach w tym samym rejonie napotkano szczególnie interesujące skały, które najogólniej rzecz traktując mogłyby być zaliczone do grupy leptynitów ze względu na drobnoziarnistość i nikłą zawartość minerałów ciemnych. W drobnoziarnistej masie kwarcowo-albitowej z cienkimi smugami muskowitu, z odrobiną biotyty i chlorytu, tkwią w znacznej większości automorficzne ziarna albitu (7% An) i kwarcu wielkości maksymalnej do 1 mm. Wybitna porfirowatość skały z wyraźnym automorfizmem fenokryształów, a niekiedy nawet z formami podobnymi do zatok korozyjnych w kwarcu zdecydowanie przywodzą na myśl skałę wylewną lub — co zdaje się mniej prawdopodobne — żyłową. Niestety niewystarczające rozpoznanie jej geologicznego występowania nie pozwala na dalej idące wnioski genetyczne. Kierunkowa tekstura skały jest wynikiem deformacji, które spowodowały wyprasowanie tła skalnego, rekrytalizację drobnych blaszek łuszczków, zrotowanie, czasem spękanie fenokryształów. W czasie deformacji fenokryształy zachowały się jako sztywne ziarna. Czasem w ich sąsiedztwie w miejscach tzw. „pressure shadows” rekrytalizował intensywnie kwarc i blaszki łuszczków.

Typowe leptynity w pasmie Wojcieszycze — Lazně-Libverda nie wykazują nigdy tak czytelnych struktur osadowych ani wulkanicznych. Stopień metamorfizmu skał Pasma Złotnickiego jest niewątpliwie niższy niż skał pasma Wojcieszycze — Lazně-Libverda. Tak więc te same skały mogły zachować część swoich pierwotnych struktur w Złotnikach, gdy tymczasem metamorfizm zatarł je w głębszych poziomach pasma Wojcieszycze — Lazně-Libverda.

W najbliższym sąsiedztwie zapory w Pilchowicach napotkano jasną porfirową skałę w formie żyły w gnejsach o grubości nie przekraczającej 1 m, uderzająco podobną pod względem składu i struktury do opisanych skał z automorficznymi fenokryształami. Możliwe zatem, że luźne bloki na S od wsi Złoty Potok pochodzą z podobnej żyły. Z drugiej strony pewne cechy porfirowatości przy tym samym składzie mineralnym wykazują niektóre poziomy przejściowych gnejsów w profilu 3b.

Wzdłuż południowego brzegu Jeziora Złotnickiego występują łupki łyszczykowe, które ku południowi przechodzą w łupki kwarcytowe i kwarcyty. W znacznej większości są to łupki muskowitzowo-biotytowe lub muskowitzowo-chlorytowe, przy czym chloryt jest pobiotytowy. Muskowit — rzecz charakterystyczna — występuje w formie drobnoblastkowej, biotyt zaś i chloryt tworzą blaszki większe. Szczególnie jaskrawy jest ten kontrast w łupkach z porfiroblastami biotyту, gdzie w wyraźnie ukierunkowanym, drobnoblastkowym łupku muskowitzowym znajdują się pojedyncze, dowolnie zorientowane, duże płytki biotyту. Te właśnie skały G. Berg określa jako łupki plamiste i uważa za efekt metamorfizmu kontaktowego. Najczęściej jednak biotyt lub pobiotytowy chloryt tworzą zorientowane pasma grubych blaszek. O kwarcytowym czy łupkowym wyglądzie skały decyduje nie tylko względna ilość łyszczyków, lecz także sposób ich rozmieszczenia. Jeśli łyszczyki układają się w pakiety, skała jest łupkowa; jeśli blaszki są rozproszone — przypomina bardziej kwarcyt.

W wielu odmianach łupkowych występuje albit w zmiennej proporcji do pozostałych minerałów. Tworzy on przeważnie ziarna zbliżone normalnie, rzadko obecne bywają ziarna o gruboszachownicowym typie zbliżeniach. Ziarna obydwu rodzajów albitu nie wykazują żadnych struktur reakcyjnych ani ukierunkowanych systemów wrostków i można je chyba uznać za detrytyczne. W łupkach spotkać można niekiedy sporą zawartość epidotu zwyczajnego, czasem kalcytu.

Niektóre łupki (np. w profilach 2 i 7) wykazują strukturę stosunkowo słabo zmetamorfizowanej skały osadowej, z zianami kwarcu i albitu okrągłymi, prawdopodobnie wskutek obtoczenia. Skały takie istotnie wykazują, jak to wspomina G. Berg (1935b), pewne podobieństwo do szarogłazów Plate-rówki. Z drugiej strony pewne cechy składu i struktury łączą je z występującymi w pobliżu gnejsów łupkami serii kaczawskiej (np. w okolicy Pilchowic), zaś rozwój dużych porfiroblastów biotyту przywodzi na myśl łupki plamiste z pasma Wojcieszycy — Łaznė-Libverda. Choć rozważania tego typu me-gaskopowych i mikroskopowych podobieństw są mało ścisłe, wyznaczają one jednak łupkom złotnickim pewne pośrednie miejsce wśród skał łupkowych w obrębie kompleksu izerskiego. W tym przypadku wskazane byłoby przeprowadzenie bardziej precyzyjnych porównań składu poszczególnych minerałów skałotwórczych. Przed takimi badaniami piętują się jednak znaczne trudności, przede wszystkim w dziedzinie separacji minerałów.

W południowej części profilu 3b opisane łupki stają się bogatsze w albit. Większe ziarna — niewielkie oczka — tworzy przeważnie albit szachownicowy. Nie jest to jednak regułą. Niekiedy albit normalnie zbliżony i albit szachownicowy zrastają się ze sobą.

Gdy wzdłuż całej niemal strefy granicznej izersko-kaczawskiej potwierdziła się reguła, że albit szachownicowy powstał po mikroklinie, to tu można mieć w tej sprawie pewne wątpliwości. Faktem jest, że drobne oczka tworzyć mogą zarówno albit normalnie zbliżony, jak i szachownicowy, przy czym ten drugi występuje w tym charakterze wielokrotnie częściej.

W miarę wzrostu ilości drobnych oczek i lamin łupki przechodzą ku północy w skały typu gnejsowego. Są to jednak gnejsy albitowe. W nawiązaniu do stref przykontaktowych strefy granicznej kaczawsko-izerskiej, np. w okolicy Pilchowic, nazwano takie zróżnicowane gnejsy drobnoczkowe i laminowane gnejsami przejściowymi i wprowadzono je jako osobne wydzielenie, uzupełniając w ten sposób mapę G. Berga (fig. 11). Okazuje się, że ten typ gnejsów tworzy stały pas między łupkami a gnejsami (profile 2, 3b, 6, 7). Spośród różnych ich odmian wyróżnia się skała napotkana w profilach 3b i 6, w której w drobnociarnym, kwarcowo-albitowym, ukierunkowanym tle z pasami łyszczyków, znajdują się spore, ostro odgraniczone, czasem okrągławe gruboczkowe ziarna, zwyczajnie zbliżonego albitu wielkości od 0,5 do 0,8 mm średnicy, przy całkowitym braku albitu szachownicowego. Nasuwają się tu skojarzenia z albitową skałą porfirową opisaną w okolicy na S od

wsi Złoty Potok. Podobnie jak w łupkach, tak i w gnejsach przejściowych nierzadko obserwuje się sporą zawartość epidotu zwyczajnego w plagioklazach i łyszczykach. Czasem dostrzega się trochę kalcytu. Plagioklaz zawsze ma skład albitu, zwykle poniżej 5% An.

Omówione dotychczas gnejsy przejściowe zawierały ze skałeni wyłącznie dwie odmiany albitu, jeśli nie liczyć postdeformacyjnych żyłek i gniazd sektorowego, często mętnego adularu, któremu czasem w żyłkach towarzyszy kwarc, agregatowy chloryt i kalcyt. Ku północy gnejsy przejściowe stają się grubiej oczkowe i wzrasta w nich zawartość mikroklinu. Spotyka się jednak często gnejsy z rodzaju laminowanych i drobnoczkowych z sporą zawartością skałeni potasowego. Rzecz charakterystyczna, że większe ziarna tegoż są grubopertytowe i wypierane przez albit szachownicowy, często nawet całkowicie przez niego wyparte (pl. III, fot. 2). Drobnym natomiast, spokojnie wygaszający światło skałeni potasowy w masie skalnej nie wykazuje w ogóle pertytów, choć przecież drobne ziarna łatwiej powinny ulegać albityzacji pod wpływem krążących intergranularnie roztworów. Obserwowano również przypadki, gdzie całkowicie lub częściowo zalbityzowany porfiroblast mikroklinu przecięty jest nieregularną strefą drobnociarną, w której występuje obok kwarcu i albitu niepertytowego skałeni potasowy (pl. III, fot. 3). Wyjątkowo można obserwować bezpertytowy, lekko plamisty wygaszający skałeni potasowy w skale łupkowej (profil 2) w postaci ziarn do 0,5 mm średnicy, z ukierunkowanymi wrostkami kwarcu i wszystko wskazuje, że wzrastał on kosztem łyszczyków, głównie muskowitzu, w masie skalnej.

Pewne sugestie, co do istnienia w gnejsach dwóch faz powstawania skałotwórczego skałeni potasowego (nie licząc postdeformacyjnych żyłek i gniazd adularu) wysunięte na podstawie obserwacji niektórych skał okolicy Pilchowic, tu w Złotnikach znajdują swoje potwierdzenie. Druga faza powstawania skałeni potasowego jest młodsza od albityzacji starszego mikroklinu.

Gnejsy laminowane i drobnoczkowe w okolicach zapory (profil 3c) pod względem tekstury i struktury podobne są do gnejsów przejściowych z profilu 3b, lecz są słabiej zalbityzowane. Zawierają obydwie generacje skałeni potasowego.

Pas skał łupkowych opisanych powyżej w rejonie Jeziora Złotnickiego ciągnie się ku wschodowi i, choć rozzerwany uskokami i przykryty częściowo utworami zwartorządowymi, daje się śledzić w przestrzeni kilkunastu kilometrów — we wsi Wieża, koło sanatorium na S od Gryfowa Śląskiego, na S od wsi Krzewie Wielkie, na NE od wsi Radoniów i w lesie na S od Lubomierza.

Na zachód od wsi Stankowice wkładka łupków cienieje i jeszcze na W od wzniesienia 368,3 m obserwowano w blokach łupek kwarcytowy, gnejs albitowy i gnejs mikroklinowy typu przejściowego. Do takich samych gnejsów należy opisywany przez G. Berga (1935b) i M. Kozłowską-Koch (1965) tzw. „Stengelgneis”, o silnie rozwiniętej lineacji typu przecikowego.

PASMO ŁUPKOWE WOJCIESZYCE — STARA KAMIENICA — GIERCZYN — CZERNIAWA — ŁAZNĚ-LIBVERDA

Ten największy i najbardziej zróżnicowany fragment zmetamorfizowanej serii osadowej w obrębie kompleksu izerskiego stanowi bardzo ważny element budowy geologicznej Pogórza Izerskiego i Gór Izerskich.

Szerokość pasa łupków wynosi od około 500 m na wschodzie do blisko 2000 m koło Gierczyna i na zachodzie koło Czerniawy Zdroju. Upady nieco stromsze na wschodzie, średnio 70°, ku zachodowi średnio 60° i 50°. Miąższość wynosi od około 470 m na wschodzie do około 1600 m na zachodzie. Po

południowej stronie towarzyszą łupkom różne leukokratyczne gnejsy i leukogranity.

Taki stosunkowo niedużej miąższości pakiet łupków i śródlupkowych gnejsów, zgodnie leżący wśród gnejsów izerskich, daje się śledzić od wsi Wojcieszycy do miejscowości Lazen-Liberda w Czechosłowacji na odcinku około 68 km w formie łagodnego łuku skierowanego wypukłością ku północy. Ten pas łupków na obydwu końcach ucięty jest niezgodnym kontaktem z granitem Karkonoszy. Jest to najbardziej konsekwentny poziom wyznaczający kierunek głównych struktur w północnej okrywie granitu Karkonoszy.

Najważniejsze rodzaje skał, z których każdy wykazuje szereg odmian, występujące w omawianym pasmie, to:

1 — łupki łyszczykowe, 2 — leptynity, 3 — śródlupkowe gnejsy, 4 — leukogranity i gnejsy leukokratyczne.

Omawiany pakiet łupkowy był od lat przedmiotem licznych badań. Ostatnio K. Kozłowski (1970) zajął się szczegółową petrografią wszystkich odmian skalnych. Omawia on także ewolucję poglądów dotyczących zagadnień powstania historii geologicznej tej jednostki. Oto najważniejsze z nich:

Według G. Berga (1926a) łupki łyszczykowe wieku prekambryjskiego lub kambryjskiego zostały sfałdowane w orogenezie kaledońskiej. Wtedy też nastąpiła intruzja granitowa, która po zastygnięciu została jeszcze w trakcie tej samej orogenezy przekształcona w granitognejsy. W stropie intruzji, pod przykryciem łupków, wytworzyła się postkinematycznie pegmatytowa facja brzeżna. Wtrącenia gnejsów wewnątrz pasa łupkowego uważane są za granitowe żyły międzypokładowe powstałe w wyniku wspomnianej intruzji. Północna granica łupków z gnejsami ma charakter tektoniczny.

K. Smulikowski (1958), zgodnie z opinią O. Kodyma, J. Svobody (1948) przyjmuje, że przedkaledońska intruzja gnejsów izerskich ogarnęła starsze, prekambryjskie osady i dokonała ich metamorfozy. W czasie orogenezy kaledońskiej całość została dynamicznie przeobrażona, zaś w strefach głębokich odkluczyć głębokie emanacje powodowały impregnację i metasomatozę skał, dostarczając leukogranitów.

J. Chaloupský (1963 i inne pozycje) na podstawie otoczków w zlepieńcach z południowych Karkonoszy uważa, że gnejs izerski a zatem i zawarte w nim łupki są wieku przedgórnordowickiego, prawdopodobnie algonckie.

K. Kozłowski (1970) dostarcza szczegółowej charakterystyki petrograficznej skał. Niżej podane zostaną w skrócie, za tym autorem, najważniejsze informacje.

Łupki łyszczykowe. Są najpowszechniej występującym rodzajem skały w omawianym pasmie, choć ich udział ilościowy w stosunku do gnejsów śródlupkowych zmienia się w poszczególnych rejonach. K. Kozłowski wyróżnia następujące rodzaje łupków:

- 1) muskowitowe,
- 2) muskowitowo-biotytowe,
- 3) muskowitowo-chlorytowe,
- 4) muskowitowo-biotytowo-chlorytowe,

5) biotytowo-chlorytowe,

6) łyszczykowe szczególnie bogate w granaty,

7) łyszczykowe plamiste, czyli zawierające porfiroblastyczny biotyt.

Najważniejsze ilościowo są łupki muskowitowo-biotytowe. Łyszczyki w zmiennych proporcjach, czasem towarzyszący pobiotytowy chloryt, tworzą laminy przekładające się z laminami kwarcowymi. Albit przywiązany jest do lamin łyszczykowych. Wzrost ilości albitu wytycza przejście do paragnejsów, wiele blaszek biotyту nie stosuje się do ogólnej orientacji minerałów w skale. Te nierzadko występujące odmiany cytowany autor nazywa łupkami drobno-plamistymi.

Chloryt w łupkach w znacznej mierze powstał z biotyту, lecz mógł on także krystalizować w równowadze z łyszczykami.

W niektórych łupkach łyszczykowych z chlorytem stwierdzono obecność kasyterytu. W okolicy Gierczyna kasyteryt nagromadza się w ilościach przemysłowych.

Łupki, w których postkinematyczny, porfiroblastyczny, dowolnie zorientowany biotyt osiąga znaczną koncentrację, K. Kozłowski nazywa plamistymi łupkami łyszczykowymi i zwraca uwagę, by odróżniać je od plamistych leptynitów.

Granaty w drobnej ilości obecne są w znacznej części łupków. W pewnych poziomach nagromadzenie granatów jest wybitne. Są co najmniej dwa cienie, jak się wydaje konsekwentne, poziome, które G. Berg (1921—1922) oraz W. Ahrens (Berg, Ahrens 1921—1923) próbowali uchwycić kartograficznie. Z punktu widzenia zawartości minerałów blaszkowych łupki te należą do odmian zawierających chloryt, muskowit i biotyt. Granaty dochodzą nieraz do 1 cm średnicy. W niektórych skałach, zwłaszcza w części wschodniej obszaru, spotyka się chlorytowo-serycytowe pseudomorfozy po granatach.

Erlany i marmury. We wsi Stara Kamienica występuje soczewka gruboziarnistych marmurów szarych i towarzyszących im drobnoziarnistych szarzielonych erlanów epidotowych, czasem zawierających granaty i rzadszych czarnych — serpentynowych. J. Szalamacha (1965) uważa je za produkt metamorfizmu regionalnego, a nie jak to sugerował G. Berg (1935a) za efekt metamorfizmu kontaktowego, nazywając je hornfelsami wapienno-krzemianowymi.

Skały wapienne przy kontakcie z granitem Karkonoszy w efekcie wysokotermalnego metamorfizmu kontaktowego dostarczyły diopsydu (Raspenava) lub diopsydu i wollastonitu (Izerskie Garby) oraz skapolitu (Grzędziny — Borkowska, 1966). Brak tych minerałów w Starej Kamienicy świadczy o przemianach w niższych temperaturach — w warunkach zapewne metamorfizmu regionalnego.

Wystąpienia skał wapiennych i wapienno-krzemianowych są bardzo rzadkie w obrębie kompleksu izerskiego, a erlany i marmury w Starej Kamienicy są jedynym ich wystąpieniem na polskim terytorium.

Hornfelsy. Tam gdzie omawiany pas łupkowy styka się bezpośrednio z granitem Karkonoszy, a mianowicie we wsi Wojcieszycy po stronie polskiej

i koło Lzně-Libverda w Czechosłowacji, w strefie szerokości kilkuset metrów występują przeobrażone z łupków kontaktowe hornfelsy. Nawiązując po części do opisów M. Borkowskiej (1966) K. Kozłowski (1970) wyróżnia w Wojcieszycach hornfelsy zbite (kordierytowe) i łupki hornfelsowe andaluzytowo-kordierytowe, kordierytowo-andaluzytowe z granatem oraz łupki hornfelsowe z pseudomorfozami po kordierycie.

Leptynity. Nazwę tę K. Kozłowski (1966, 1970) wprowadził dla jasnych, drobnoziarnistych skał występujących po południowej stronie pasma łupkowego, w sąsiedztwie leukogranitów. Wyróżnia on leptynity plamiste, kwarcowo-albitowe, kwarcowo-albitowe z biotytem, takie same z biotytem i muskowitem, leptynity turmalinowe i kwarcyty turmalinowe. Najważniejsze składniki mineralne tych skał to kwarc i albit. Zwykle skały te są bardzo ubogie w łyszczyki. Jedynie leptynity plamiste zawierają sporą ilość dowolnie zorientowanych blaszek biotyту, ostro kontrastujących z białym tłem skalnym. Właśnie te plamiste leptynity były przez G. Berga (1921—1922) i W. Ahrensa (Berg, Ahrens 1921—1923) wydzielone na mapach jako „fyllitowe łupki łyszczykowe z płytkami biotyту” (Phyllitischer Glimmerschiefer mit Biotitblättchen) i uważane za utwór kontaktowy powstały wskutek termicznego oddziaływania intruzji granitognejsu izerskiego. Według G. Berga (1926 a) miały to być pierwotnie hornfelsy, w których andaluzyt i kordieryt przeszły w biotyту. K. Kozłowski (1970) przy szczegółowych badaniach dużej ilości próbek nie napotkał jednak nigdy reliktyw tych kontaktowych minerałów i jest zdania, że blasty biotyту wzrastały postdeformacyjnie z masy skalnej.

W części wschodniej pasma leptynity tworzą niewielkie wkładki wśród łupków łyszczykowych, w części zachodniej zaś grube (około 200 m) pokłady w pobliżu południowej granicy pasa łupkowego z gnejsami lub leukogranitami. Należą tu one przeważnie do rodzaju leptynitów plamistych, ale przekładają je odmiany bez porfiroblastów biotytowych.

W okolicach Czerniawy przy kontakcie z leukogranitami występują leptynity nieplamiste, zaś dalej ku północy występują plamiste łupki łyszczykowe. K. Kozłowski (*op. cit.*) liczy się z drugim etapem leukokratyzacji, który objął nie tylko, jak pierwszy leukogranity, ale i leptynity, i usunął z nich wprowadzone w pierwszym etapie porfiroblasty biotyту, wypychając je niejako dalej — do łupków łyszczykowych.

Plamiste łupki łyszczykowe z reguły występują tam, gdzie na kontakcie z leukogranitami nie ma leptynitów, tzn. głównie w części wschodniej omawianego pasma łupkowego.

K. Kozłowski (*op. cit.*) za K. Smulikowskim (1958) wyobraża sobie, że porfiroblasty biotyту w plamistych leptynitach i łupkach stanowią przechwycone w tych skałach femiczne składniki, usunięte w efekcie procesu leukokratyzacji ze skał będących obecnie leukogranitami i gnejsami leukokratycznymi. Szczególnie dobrymi kolektorami tych ciemnych składników były pierwotnie ubogie w nie leptynity. Czym jednak były

pierwotnie leptynity? Zdaniem K. Kozłowskiego (*op. cit.*) były to mułowce szarogłazowe i arkozowe zawierające plagioklasy i mikroklin (obecnie albit szachownicowy). Hipoteza J. Oberca (1966b), że były to ryolity, jakkolwiek nie dająca się wykluczyć, nie wydaje się być prawdopodobna. W przypadku ław wulkanicznych należałoby oczekiwać reliktyw choćby w postaci porfirowej struktury. Wiemy z innych obserwacji w obrębie kompleksu izerskiego (np. w pasmie złotnickim), że relikty takie zachowały się niejednokrotnie, nigdy jednak nie obserwowano ich w leptynitach pasma Wojcieszycy — Lzně-Libverda.

Gnejsy śródłupkowe. Przewarstwione z łupkami w różnych proporcjach ilościowych (nieraz do 40% miąższości całego profilu) gnejsy drobnosłojowe i droбноoczkowe stanowią stały na całej długości element budowy omawianego pasma łupkowego. Podobne do nich są gnejsy przylegające do pakietu łupkowego od północy i rzadziej od południa.

K. Kozłowski (*op. cit.*) wymienia różne ich odmiany. Wyluczając gnejsy leukokratyczne, które omówione będą wraz z leukogranitami, dzieli on śródłupkowe gnejsy, zawierające obok muskowitu pokaźną ilość ciemnego łyszczyku lub chlorytu, czyli tzw. „gnejsy szare”, na gnejsy albitowe i gnejsy dwuskaleniowe. Każde z nich natomiast na słojowe, droбноoczkowe i oczkowe. Gnejsy słojowe wykazują stopniowe przejście do łupków łyszczykowych. Cytowany autor przyjmuje 10% zawartości wszystkich skałeni za granicę między łupkami a gnejsami. Gnejsy droбноoczkowe i oczkowe łączą się przejściami z gnejsami słojowymi. Megaskopowo gnejsy rozpoznawalne są wtedy, gdy w skale istnieją większe ziarna skałeniowe. Łączy się to z zawartością w skale blastów mikroklinu lub albitu szachownicowego.

Autor niniejszej pracy, studiując strefy graniczne między łupkami a gnejsami i stojąc przed problemem przyjęcia kryterium rozróżniania gnejsów i łupków, przyjął za podstawę podziału nie sumaryczną ilość skałeni w skale, lecz obecność skałeni potasowego lub zastępującego go albitu szachownicowego w formie większych blastów. Pozwala to łączyć cechy składu, struktury i genezy z możliwością megaskopowego rozpoznania skał. W takim ujęciu mogą istnieć łupki bogate w zwykły, drobnoziarnisty, chyba detrytyczny albit. Odmiany takie często były obserwowane wśród serii kaczawskiej. W omawianym profilu, jakkolwiek by się przyjęło umowną granicę między łupkami a gnejsami, istnieje stopniowe przejście między łupkami, gnejsami słojowymi, gnejsami droбноoczkowymi i rzadkimi, lokalnymi odmianami o grubszych oczkach. Wszystkie gnejsy zespołem cech petrograficznych odpowiadać mogłyby tzw. gnejsom przejściowym opisywanym w rozdziale I. K. Kozłowski (*op. cit.*) wypowiada pogląd oparty na mikroskopowych obserwacjach, że albit szachownicowy nie musiał powstawać w skale kosztem uprzednio istniejącego mikroklinu, lecz w wyniku rekrystalizacji z drobniejszych, wcześniejszych ziarn albitu. Mowa tu o obserwacji ziarn albitu częściowo szachownicowych, a częściowo normalnie zbliżonych lub w ogóle

pozbawionych zblizniaczeń. Trudno w tej sprawie o przekonujące dowody, lecz niektóre obserwacje autora mogłyby dostarczać podobnych sugestii, choć ogromna zapewne większość albitu szachownicowego jest pomikrokinowa. Zgodne ułożenie gnejsów wśród niewątpliwie osadowego pochodzenia łupków w postaci stosunkowo cienkich poziomów dających się śledzić na znacznych przestrzeniach sugeruje i dla gnejsów genezę osadową. Trudno oczywiście rozstrzygnąć, czy rozwijające się kosztem masy skalnej większe blasty skalenia potasowego wykorzystywały miejscowe składniki, czy części składników dostarczyły procesy feldspatywacji w wyniku procesu metasomatozy. K. Kozłowski (*op. cit.*) dopatruje się dwóch generacji skalenia potasowego — mikrokinu, co potwierdzać by mogło obserwacje poczynione przez autora w okolicy Złotnik.

Leukogranity i gnejsy leukokratyczne. Skąły te omówione są łącznie, bowiem różnice między nimi sprowadzają się niemal wyłącznie do spraw teksturalnych. Za typowe leukogranity K. Kozłowski (1970) uważa skąły bezkierunkowe, zaś odmiany mniej lub bardziej ukierunkowane nazwane są gnejsami leukokratycznymi. Jednakowy skład mineralny i wspólna geneza uzasadniają łączenie tych skąły przez geologów w jedną całość.

Wzdłuż całego niemal pasma łupków łyszczykowych od Wojcieszyc do Łazne-Libverda po południowej stronie łupków występują liczne mniejsze lub większe ciała takich skąły leukokratycznych. Jest to największe ich zgrupowanie na Pogórzu Izerskim, choć znane są ich mniejsze wystąpienia w okolicach Złotnik, wsi Kamień, na Jelenich Skałach. Drobne wkładki występują w różnych punktach kompleksu gnejsowego, w tym także na północnym kontakcie łupków z gnejsami we wsi Stara Kamienica (W. Smulikowski 1966). Wspomnieć tu także należy o granitach muskowitowych z Olesznej Podgórskiej i Platerówki opisanych w rozdziale I.

Wspólną diagnostyczną cechą tych skąły jest leukokratyczność, tzn. brak lub znikoma zawartość minerałów ciemnych (biotyt, chloryt) przy dość grubym ziarnie.

K. Kozłowski (*op. cit.*) wyróżnia leukogranity albitowo-mikrokinowe i leukogranity albitowe. Zdaje się nie ulegać wątpliwości, że mikrokin w tych skałach jest zastępowany przez albit szachownicowy i w zależności od zaawansowania procesu albityzacji obecna jest większa lub mniejsza ilość mikrokinu. Zgodnie z poglądami cytowanego autora, proces leukokratyzacji, czyli usuwanie ciemnych składników ze skąły, wiązał się prawdopodobnie właśnie z albityzacją. Poza albitem szachownicowym jest w tych skałach obecny zawsze w przybliżeniu w równorzędnych z nim ilościach albit pierwotny o normalnych grubych zblizniaczeniach. Obserwacje ziarn albitu częściowo zblizniaczonych szachownicowo, a częściowo normalnie skłoniły, jak już wspomniano, K. Kozłowskiego (*op. cit.*) do wysunięcia przypuszczenia, że albit szachownicowy może powstawać kosztem albitu zwykłego lub też odwrotnie — odmiana szachownicowa może przechodzić w odmianę normalnie

grubozblizniaczoną. Muskowit występuje w niewielkich ilościach, natomiast biotyt zupełnie sporadycznie. Poza bezkierunkowymi leukogranitami obecne są odmiany kierunkowe aż do leukokratycznych gnejsów. Z reguły kierunkowe odmiany są znacznie bogatsze w łyszczyki. Omawiane skąły są efektem leukokratyzacji i albityzacji różnych skąły od bezkierunkowych granitów poprzez gnejsy grubooczkowe do gnejsów drobnostojowych. Charakter pierwotnej skąły zostawił swoje piętno, choć proces usunięcia ciemnych składników i związana z tym rekrytalizacja dążyły do homogenizacji strukturalnej i teksturalnej skąły.

Leukogranity, szczególnie w zachodniej części obszaru, często zawierają sporo turmalinu. Mineral ten obecny bywa także w gnejsach, jednak dla leukogranitów stanowi składnik charakterystyczny.

HORNFELSY WYSOKIEGO GRZBIETU IZERSKIEGO

Jednym z trzech największych pasm skąły suprakrystalnych w obrębie kompleksu izerskiego są hornfelsy położone najbardziej na południe. Kontaktują one bezpośrednio z granitami Karkonoszy i tworzą szczyty i północne zbocza Wysokiego Grzbietu od Izerskich Garbów na zachodzie poprzez Zwalisko, Wysoki Kamień, Kozie Skąły, Czarną Górę, rejon „zakrętu śmierci” przy szosie Szklarska Poręba — Świeradów, Zbójeckie Skąły, do miejscowości Górzyniec na wschodzie. Długość pasa wynosi około 10 km, szerokość wychodni tych skąły mniej więcej w środku pasa wynosi nieco ponad 2 km, co przy upadach z reguły 60—80° ku N odpowiada pokażnej miąższości. Od zachodu omawiane hornfelsy ogranicza strefa dyslokacyjna Izerskich Garbów i Rozdroża Izerskiego z objawami intensywnego skwarcowania, dostarczającego złoża o ważnym znaczeniu przemysłowym. Wzdłuż tej dyslokacji hornfelsy zostały przetrzucone ku południowi z jednoczesnym wycienieniem i rozciągnięciem ich zgodnie z kierunkiem dyslokacji. Zgodnie z badaniami geofizycznymi (Jeliński *et al.* 1965) na zachód od dyslokacji dolna część hornfelsów może znajdować się pod granitem, choć na powierzchni granit kontaktuje bezpośrednio z gnejsami. Ku wschodowi pasmo hornfelsów wyklinowuje się w miejscowości Górzyniec i, zdaniem J. i M. Szalamachów (1968a), obcięte jest dyslokacją. Poza skałami na grzbiecie teren jest źle odsłonięty, a niższe partie północnego zbocza zasypane giazami hornfelsów z grzbietu uniemożliwiają prace ziemne. Z tego powodu stosunkowo dużo informacji dotyczy hornfelsów z pobliza granitu, natomiast praktycznie nierozpoznane są skąły położone dalej od granitu, zapewne o słabszym metamorfizmie kontaktowym, i ich strefa graniczna z gnejsami. G. Berg (1926b) wspomina o skałach łupkowych z gruzełkami niekompletnie wykrystalizowanej substancji kordierytowej lub andaluzytu w odległości 700—1400 m od kontaktu z granitem.

Kompletnych i wyczerpujących opisów ze wszystkich ważniejszych odsłoneń hornfelsów dostarczyła M. Borkowska (1966). Skąły te wykazują dużą różno-

rodność megaskopową od afanicznych do kierunkowych i laminowanych. Zawierają one biotyt, muskowitz, skałen potasowy — mikroklin, kwarc, andezyn (3% An), kordieryt i pinit, andaluzyt, granaty, magnetyt, cyrkon, epidot, apatyt, turmalin. Przecięte żyłami apłitów i pegmatytów wykazują zgodne wkładki amfibolitów, łupków biotytowych i chlorytowych.

Jako odrębny typ wyróżniają J. i M. Szałamachowie (1968a) hornfelsowe skały w sąsiedztwie dyslokacji Rozdroża Izerskiego w rejonie Izerskich Garbów i Wysokiej Kopy. Silnie laminowane wykazują znaczne zróżnicowanie składu mineralnego w poszczególnych warstwach i laminach. Nie zawierają andaluzytu i kordierytu, lecz pinit, a obok mikroklinu albit sachownicowy.

Hornfelsy Wysokiego Grzbietu nie różnią się w istotny sposób od takichże skał z Wojcieszyc, położonych na wschodnim krańcu pasma Wojcieszyc — Łazně-Libverda. Wszystko wskazuje na to, że stanowią one podobne zespoły skalne, jednak skały Wysokiego Grzbietu w całości zostały zmetamorfizowane kontaktowo przez intruzję waryscyjską granitu Karkonoszy.

STREFA DYSLOKACYJNA ROZDROŻA IZERSKIEGO I IZERSKICH GARBÓW

Ze względu na przemysłowe znaczenie surowca kwarcowego, strefa ta była przedmiotem stosunkowo licznych badań (K. Smulikowski 1961, Lewowicki 1965, M. Szałamacha 1965, Szałamachowie 1966). Rozległa kopalnia dostarcza znakomitych odkrywek.

Dyslokacja o ogólnym kierunku NE-SW ciągnie się na odcinku około 7 km od północnych stoków góry Jastrzębiec przez Górę Piaskową nieco na wschód od Rozdroża Izerskiego, Izerskie Garby, a na S od południowo-zachodniego szczytu (1087,5 m) Wielkiej Kopy ucięta jest kontaktem z granitem. Na E od góry Jastrzębiec w stronę miejscowości Kopaniec obserwować można wśród gnejsów niewielkie wtrącenia kwarcowe świadczące, że w tym kierunku dyslokacje i towarzyszące im skwarcowanie wygasają. Szerokość strefy dyslokacji waha się według M. Szałamachy (1965) od 100 do 300 m i zapada 40—80° ku SE. Obszerne opracowanie petrograficzne i tektoniczne J. i M. Szałamachów (1966) dostarcza wielu interesujących danych, do których autor może dodać jedynie nieco szczegółów, np. o obecności wollastonitu w smugowanych skałach kwarcowo-wapienno-krzemianowych obok diopsydu, kalcytu i fluorytu.

W strefie dyslokacji doszło do daleko posuniętej kataklazy i mylonityzacji i być może do utworzenia nowej foliacji zgodnie z kierunkiem dyslokacji. Wszyscy autorzy badający występowanie kwarcu na Izerskich Garbach zgodni są w stwierdzeniu, że występuje on w strefie tektonicznej dużej rangi. Poglądy różnią się natomiast co do charakteru wypełnienia. G. Berg (1926b) i S. Lewowicki (1965) uważają, że kwarc ten ma charakter żyłowy, czyli że powstał przez wypełnienie otwierającej się szczeliny. K. Smulikowski (1961) oraz J. i M. Szałamachowie (1966)

przypisują jego powstanie hydrotermalnym roztworom niosącym krzemionkę, które w sposób metasomatyczny przepajały i wypierały zmylonityzowane skały strefy dyslokacyjnej. W centralnej partii proces skwarcowania doszedł do końca i dostarczył praktycznie monomineralnej skały kwarcowej. Po brzegach, szczególnie po stronie południowo-wschodniej, tj. hornfelsowej, powstały smugowane skały o kwarcowych laminach. Jak wynika z badań mezostrukturalnych J. i M. Szałamachów, które w ważniejszych elementach znalazły potwierdzenie w obserwacjach autora, przebudowa strukturalna skał nastąpiła tylko w wąskiej strefie dyslokacji. Powstała struktura geologiczna typu fleksuralnego (M. Szałamacha 1965), z przesunięciem ku południowi skrzydłem zachodnim.

Ostre obcięcie strefy dyslokacyjnej przez kontaktujący granit, poprzeczne do foliacji i laminacji skał hornfelsowych laminowanych kwarcem apofizy granitu, zjawiska kontaktowe w skałach zdeformowanych przekonują wszystkich autorów, że dyslokacja istniała przed waryscyjską intruzją granitu Karkonoszy. Spekulacje co do pochodzenia roztworów niosących krzemionkę są pozbawione przekonujących argumentów. Czy uruchomione zostały w efekcie tarcia i wytwarzanego w związku z tym ciepła w strefie głębokiej dyslokacji, jak to sugerują J. i M. Szałamachowie (1966), czy wyprzedzały bezpośrednio intruzję granitu Karkonoszy w związku z ożywieniem wglębnej działalności, której wynikiem był sam granit, czy — co nie wyklucza poprzedniego — emanacje kwarconosne są jednoczesne z powstaniem leukogranitów na Pogórzu Izerskim, choć tam przede wszystkim następowała albityzacja, której objawów w Izerskich Garbach nie obserwuje się?

ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE Z JINDŘICHOVIC POD SMRKEM

Na mapie geologicznej 1 : 200 000 ark. Liberec (Svoboda *et al.* 1963) wąskie pasmo łupków i fylitów leżące zgodnie wśród gnejsów prześlędzono na dystansie około 7 km. Słabe odsłonięcie nie pozwala na dokładne rozpoznanie kompletnego profilu. Miąższość odsłoniętej części łupków wynosi zaledwie kilkanaście metrów. Zbadane próbki K. Kozłowskiego (1970) i własne pochodzą z niewielkich odkrywek na zachód od miejscowości Jindřichovice.

W większości są to raczej gruboblaszkowe łupki muskowitzowe z chlorytem w formie niekiedy poprzecznych i ukośnych blaszek. Relikty biotyty pozwalają wnioskować, że przynajmniej część chlorytu jest produktem przeobrażenia biotyty. Liczne laminy kwarcowe, podobnie jak chloryt i muskowitz wykazują dość wysoki stopień rekrystalizacji. Napotkano również łupek drobnoblaszkowy, muskowitzowy z chlorytem, zawierający sporo mętnego albitu, przetkany licznymi poprzecznymi żyłkami i zgodnymi soczewkami sektorowego skalenia potasowego (adularu) ząbającymi się niekiedy ze skałą. Skała ta wykazuje strefy mylonityczne i nagromadzenia agregatu serycytowego. W innej silnie kwarcowej skale z luźnego

bloku i w partiach bogatych w średnio- i grubokrystaliczny kwarc drobnoziarniste laminy muskowitzowe zawierają nieco substancji grafitowej. Te pobieżne obserwacje skłaniają do przekonania, że łupki Jindřichovic mogłyby znaleźć swoje odpowiedniki w pasmie złotnickim lub w pasmie Wojcieszycy — Lazně-Libverda, co jednak nie oznacza by miały stanowić ich bezpośrednie przedłużenie. Po polskiej stronie na przedłużeniu pasma Jindřichovic nie odsłaniają się takie łupkowe skały. W 100-metrowym wierceniu w okolicy Giebułtowa uchwycono wśród grubych gnejsów wkładki poamfibolitowych łupków biotytowych i łupków amfibolowych oraz towarzyszące im gnejsy drobnooczkowe i laminowane zbliżone do tzw. gnejsów przejściowych, mogące świadczyć o bliskości wkładki łupkowej.

ŁUPKI, AMFIBOLITY, LEUKOGRANITY I GREJZENY OKOLIC KAMIENIA, SKIBY I POBIEDNEJ

Koło wymienionych miejscowości znajdują się usytuowane w przybliżeniu równoleżnikowo trzy obszary występowania skał pochodzenia suprakrustalnego zamknięte wśród gnejsów, rozdzielone skałami trzecio- i czwartorzędowymi Kotliny Mirskiej. Przypuszczalnie stanowią one fragmenty jednej większej wkładki łupków łuszczkowych i amfibolitów. Wskutek braku naturalnych odsłonień, brak publikowanych opracowań skał zachodniej części pasma. Za to wzgórze Wyrwak (399,5 m) na E od wsi Kamień, na S od Mirska, nazywane przez niektórych geologów „Martwym Kamieniem” (tłumaczenie nazwy niemieckiej „Totenstein”), ze względu na występujące tam skały grejzenowe było przedmiotem licznych opracowań (Budkiewicz 1949, Kozłowska 1956, Wieser 1956, Heflik 1960, Karwowski 1970). Najbardziej kompletnych danych dostarcza praca J. Pawłowskiej (1966).

Według tej autorki profil wzgórza Wyrwak przedstawia się następująco: Od południa ku północy, ciągnąc się w przybliżeniu równoleżnikowo i zapadając ku północy (90 — 125/38 — 45 N) występują wymienione niżej grupy skał:

1. Granitognejsy.
2. Pakiet łupkowy o szerokości wychodni 80—100 m, co odpowiada miąższości około 60—75 m, na który składają się łupki kwarcowo-biotytowe, a w formie soczewkowych wkładek łupki kwarcowo-muskowitzowe, gnejsy smużysto-oczkowe i gnejsy mylonityczne, łupki amfibolowe i amfibolity. W bezpośrednim sąsiedztwie grejzenu autorka obserwowała wkładki mylonitów kwarcowych.
3. Z pakietem łupkowym ostro kontaktują skały grejzenowe, wśród których autorka wyróżnia kilka stref przekładających się nawzajem, są to: grejzen kwarcowo-muskowitzowo-topazowy, grejzen kwarcowo-muskowitzowy, grejzen kwarcowo-muskowitzo-skaleniowy. Szerokość wychodni strefy grejzenów wynosi nie więcej niż 50 m, przy czym proporcje poszczególnych odmian są zmienne.
4. Ku północy skała grejzenowa poprzez częściowo

zgrejzenizowany leukogranit przechodzi stopniowo w leukogranit zawierający obok jasnego łuszczyku także nieco biotyту. Zarówno leukogranit, jak i niektóre grejzeny zawierają nieco turmalinu. Ku północy leukogranit staje się ukierunkowany i zawiera pakiet łupku łuszczkowego.

Autorka, opierając się na obserwacji T. Wiesera (1956), interpretuje strukturę wzgórza Wyrwak jako wąskopromienny fałd o osi równoleżnikowej pochylony ku S, w którego jądrze znajdują się grejzeny i leukogranit. Antyklinalne zamknięcie łupków miało stanowić nieprzepuszczalną powałę, pod którą gromadziły się metasomatyzujące roztwory. M. Kozłowska (1956), a za nią J. Pawłowska (1966) stwierdzają, że etap albityzacji, a zatem powstawania leukogranitu, wyprzedzał etap grejzenizacji, choć obydwie autorki gotowe są łączyć te dwa procesy.

J. Pawłowska (1966) wspomina, że 2 km na E od omawianego wzgórza Wyrwak w okolicy wsi Mładz napotkała podobne skały, a zatem pakiet łupkowy przedłuża się także ku wschodowi.

Około 3 km na W od wzgórza Wyrwak, na wzniesieniu 421,8 m, na E od wsi Skiba G. Berg i W. Ahrens (1921—23) znaczą występowanie amfibolitów. J. Korňaś po ich południowej stronie dostrzega pakiet łupków łuszczkowych. Jeszcze dalej ku południowemu wschodowi w okolicach Pobiednej występują łupki łuszczkowe. Łagodne ukształtowanie tej okolicy i związany z tym brak odsłonień uniemożliwiają dokładniejsze badania bez prac ziemnych. Zarówno w Skibie, jak i w Pobiednej obserwowano w blokach amfibolity, łupki zaś nie dostarczają większych bloków. Zdaje się, że mamy tu do czynienia z fragmentami analogicznymi do wzgórza Wyrwak pozbawionymi jednak skał grejzenowych. Obecność w amfibolitach brunatnej hornblendy obok hornblendy zielonej z lekko szmaragdowym odcieniem i niemal bezbarwnego aktynolitu (Kamień), duża ilość tytanitu, a w bloku z miejscowości Pobiedna typowa gruboofitowa struktura z listewkami andezynu (45% An) o normalnej budowie pasowej świadczą, że mamy tu do czynienia ze zmetamorfizowanymi skałami typu subwulkanicznych lub żyłowych diabazów.

K. Kozłowski (1970) na terenie Czechosłowacji na E od Novego Města, w pobliżu polskiej granicy, wśród gnejsów izerskich stwierdził obecność w formie luźnych bloczków łupku muskowitzowego bogatego w grafit oraz skały kwarcowej z turmalinem. Wysoce prawdopodobne, że jest to dowód istnienia jeszcze dalszego na zachód fragmentu pakietu skał suprakrustalnych Kamień — Skiba — Pobiedna.

Ze względu przede wszystkim na stopień odsłonięcia, pasmo skał suprakrustalnych Kamień — Pobiedna jest nieporównanie gorzej poznane niż odpowiednie pasma — złotnickie lub Wojcieszycy — Lazně-Libverda. Dlatego też i rozważania porównawcze mogą mieć tylko fragmentaryczny charakter. Omawiane pasmo wyróżnia się poza obecnością grejzenów następującymi cechami:

- 1) brakiem leptynitów,
- 2) niewielką ilością łupków plamistych,

3) znacznie większym rozwojem łupków amfibolowych i amfibolitów,

4) leukogranity występują nie po południowej, lecz po północnej stronie pakietu łupkowego (trzeba jednak pamiętać, że np. w Starej Kamienicy leukogranity występują w niewielkiej ilości również na północ od łupków) i wykazują nieco niższy stopień albityzacji i leukokratyzacji niż ich odpowiedniki z pasma Wojcieszycy — Lazně-Libverda.

5) drobno- i średnioblaszkowe łupki odpowiadają raczej łupkom pakietu okolic Złotnik.

Reasumując, od wsi Mładz do okolic Novego Města w Czechosłowacji, tj. na odcinku około 12 km, choć w porozrywanych fragmentach, notowano istnienie skał suprakrystalnych w obrębie gnejsów izerskich. Pod względem rozciągłości pasmo to jest porównywalne z pasmem złotnickim. Można przypuszczać, aczkolwiek trudno o przekonywujące argumenty, że pakiet łupków, odsłaniający się na SE od miejscowości Raspenava, mógłby być dalszym ciągiem omawianego pasma.

SKAŁY SUPRAKRUSTALNE OKOLIC RASPENAVY W CZECHOSŁOWACJI

Garść informacji dotyczących tego rejonu pochodzi z pracy dyplomowej N. Hladki (1955). Prezentuje ona profil wzdłuż toru kolejowego w pobliżu wzgórza Vapenny Vrch, w którym występują zapadające ku NW następujące skały (zaczynając od SE): łupki i gnejsy łupkowe z soczewkami wapieni i skarnów, ortognejsy, łupki skaleniowe, ponownie ortognejsy i ponownie łupki i gnejsy łupkowe. Od południa skały te kontaktują z granitem Karkonoszy i cała południowa część wykazuje cechy silnego metamorfizmu kontaktowego. Wapieniom towarzyszą skarny, w których opisywano serpentyn, diopsyd, hornblende zwyczajną, tremolit i zoizyt. N. Hladka uważa wprawdzie te skały za wynik metamorfizmu regionalnego, lecz znając objawy metamorfizmu kontaktowego wywołane granitem Karkonoszy w innych miejscach, trudno mieć wątpliwości co do kontaktowego charakteru tych skarnów. J. Svoboda (1955) zalicza omawiane wapienie do algonku.

K. Kozłowski (1970) zwraca uwagę na blasty biotyty w łupkach tych okolic niezgodne z kierunkowością skały oraz na obecność epidotów. W „gnejsach łupkowych” obecny jest mikroklin, czasem w towarzystwie albitu. Nie wykazuje on pertytów ani kratki mikroklinowej i tworzy blasty z ukierunkowanymi wrostkami kwarcu i niekiedy łyszczyków. Cytowany autor twierdzi, że „gnejsy łupkowe” rozwinęły się z łupków łyszczykowych w wyniku potasowej feldspatyżacji, a od skał znanych z Pogórza Izerskiego odróżnia je brak objawów albityzacji. Pamiętać jednak trzeba, że niektóre zmiany mogą być wynikiem przeobrażeń kontaktowych w związku z bliskością granitu Karkonoszy.

Znajomość łupków i gnejsów okolic Raspenavy jest bardzo fragmentaryczna i niepełna. Pewne nowe fakty przyniesie zapewne praca K. Domečki. K. Koz-

łowski (1970) skłonny jest paralelizować skały suprakrystalne okolic Raspenavy z pasmem łupkowym Wojcieszycy — Lazně-Libverda, choć przyznaje, że są one na ogół drobniej blaszkowe i niezalbityzowane.

ŁUPKI ŁYSZCZYKOWE I GNEJSY OKOLIC JASNEJ GÓRY NA S OD BOGATYNI

Na południowo-wschodnim skraju polskiego terytorium, na S od Bogatyni w okolicy wsi Jasna Góra i na E od niej z granitami rumburskimi sąsiadując od południa skały gnejsowe, a w nich zamknięte są łupki łyszczykowe. Niewielki obszar występowania tych skał rozdzielony granicą państwową nie doczekał się dotychczas opublikowania dokładnej mapy, a na istniejących mapach przedstawiony jest w sposób bardzo różny.

Na mapie geologicznej ČSSR 1 : 200 000 (W. Lorenz, L. Kopecky, *et al.* 1964) wyróżniane są na omawianym obszarze następujące rodzaje skał:

- 1) przedwaryscyjskie granitoidy masywu łuzyckiego, silnie złupkowane i skatakazowane, wliczając w to tzw. „gnejsy Nysy”,
- 2) fyllitowe szarogłazy i fyllity,
- 3) średnioziarnisty granodioryt biotytowy (zawidowski),
- 4) aplity.

Do omawianego obszaru od południowego wschodu przylegają dwułyszczykowe lub biotytowe ortognejsy (ortognejsy izerskie).

B. i Z. Berezowscy (1968) wyróżniają tu odpowiednio:

- 1) gnejsy,
- 2) szarogłazy łuzyckie i
- 3) granodioryt zawidowski.

Nie wyróżniają natomiast w ogóle aplitów, które włączają do obszaru występowania granitu rumburskiego.

Na mapie geologicznej Dolnego Śląska 1 : 200 000 (Sawicki *et al.* 1968) przyjęto:

- 1) granitognejsy, głównie gnejsy oczkowe (gnejsy izerskie),
- 2) szarogłazy łuzyckie,
- 3) granodioryty zawidowskie,
- 4) leukogranity i leukognejsy (metasomatyczne).

Teren pozbawiony odsłoneń naturalnych wymaga przeprowadzenia znacznej ilości prac ziemnych. Autor zbadał liczne bloki w lesie około 0,5 km na E od potoku Jaśnica w pobliżu granicy państwowej oraz znajdujący się tam nieznanego pochodzenia rów badawczy długości 15 m biegnący w poprzek kontaktu gnejsów i łupków, co pozwoliło na wstępną charakterystykę petrograficzną występujących tam skał.

Gnejsy. Są to skały bezkierunkowe lub o niewyraźnej kierunkowości, która ma niewątpliwie charakter deformacyjny. Skały te powstały z bezkierunkowych granitów w wyniku pewnego uporządkowania stref kataklastycznych, przy tym po deformacji rekrystalizował niemal wyłącznie drobnoziarnisty kwarc przenikający w formie żyłek spękanie ziarna. Czasem w tych żyłkach towarzyszyć mu może trochę albitu. Oprócz skał przeważnie równoziarnistych spotykano także bloki odmian wyraźnie porfirowych. Skład mineralny jest typowy. Występuje

w nich grubopertytowy mikroklin bez kratki bliźniaczej z pertytami zbudowanymi z drobno zblźniaczonego albitu o normalnym typie zblźniaczeń. Tylko niekiedy obserwuje się w tym mineralie pewne tendencje do szachownicowego zblźniaczenia. Duże ziarna mikroklinu zawierają często wrostki albitu, z reguły o dość regularnych zarysach.

Jak pertyty zdają się mieć charakter infiltracyjny, tak ostatnio wymienione wrostki albitu stanowią przypuszczalnie kryształy starsze od mikroklinu. Albit w odrębnych ziarnach występuje w formie rozczłonkowanych blastów z licznymi wrostkami kwarcu i jest zserycytizowany, a w mniejszych ziarnach czysty. Skład jego waha się w pobliżu 5% An. W średnioziarnistym tle porfirowego granitu obserwowano niekiedy rodzaj przerostów pismowych kwarcu w albitcie lub mikroklinie pertytowym. Skupienia drobnego muskowitu zawierają sporo tlenków Fe i blaszki ciemnobrunatnego biotyty.

Gnejsy ze wspomnianego rowu badawczego, występujące w strefie około 7 m od kontaktu z łupkami, wyróżniają się jasną barwą. Skupienia muskowitowe zawierają nieco tlenków Fe, nigdy biotyty, choć mogły one powstać w miejsce biotyty. Jak wszystkie pozostałe gnejsy są silnie kataklastyczne i w związku z tym lekko ukierunkowane. Ziarno dość równe, nie przekracza z reguły 5 mm średnicy. Albity słabo zserycytizowane o składzie 0—5% An przeważnie regularnie zblźniaczone. Brak albitu szachownicowego, nawet w grubych pertytach w mikroklinie obserwuje się normalne zblźniaczenie. Po kataklazie rekrytalizowały kwarc i muskowitz.

Żyła trachyandezytu. Wśród gnejsów w odległości około 2,5 m od kontaktu z łupkiem szarogłazowym przebiega żyła, o grubości nie większej niż 1 m, ciemnozielonej skały. Tło skalne zbudowane jest z trachitowo ułożonych listewek silnie zserycytizowanego skalenia, zapewne plagioklaz z otoczkami skalenia potasowego, być może odpowiadającego sanidynowi. Interstycja wypełnia ten sam wolny od zmetnienia skałen. Słupkowe fenokryształy brunatnej hornblendy o długości do 7 mm i grubości 1 mm przeważają ilościowo nad również automorficznymi fenokryształami plagioklazów silnie zserycytizowanych. Obecne są także chlorytowe pseudomorfozy zawierające tlenki Fe i Ti, epidot oraz wyjątkowo relikty piroksenu. Inne pseudomorfozy w charakterze reliktyw zawierają biotyty. W drobnoziarnistej, zapewne brzeźnej partii żyły napotkano niewielkie okrągławe gniazdo wypełnione skalieniem potasowym.

Ścisłe określenie przynależności systematycznej omawianej skały wymagałoby analizy chemicznej. Według szacunkowych danych ilość plagioklazów zdaje się nieco przeważać nad skaleniem potasowym, a zatem mamy tu do czynienia z trachyandezytem lub litytem. Skała zdaje się nawiązywać do trachyfonolitu z Opola Źdroju lub trachyandezytu na E od Bogatyni i może być ich subwulkanicznym, żyłowym odpowiednikiem.

Łupki szarogłazowe. Są to skały barwy szarej lub zielonkawej o widocznej przeważnie foliacji, a czasem o śladach laminacji, przy zmiennej wielkości ziarna i zmiennych proporcjach ilości minerałów blaszkowych. Przeważnie zachowana jest wyraźnie struktura skały osadowej. Ziarno zmienne, przeważnie ostrokrawędziste, rzadko zdarzają się fragmenty obtoczone. Przeważa frakcja aleurytowa, w pewnych warstwach psefitowa. Ziarna tworzy przeważnie kwarc przy większym lub mniejszym udziale plagioklaz, zawsze o składzie albitu. Minerale te nie wykazują wyraźniejszej rekrytalizacji, natomiast stopień rekrytalizacji łyszczyków i chlorytu jest dość wysoki. Muskowitz tworzy z reguły wyraźne blaszki i tylko wyjątkowo obecny jest grubołuśkowy serycyt. Chloryt towarzyszy mu w zmiennych proporcjach i wyjątkowo może przeważać nad muskowitzem. W niektórych skałach występuje biotyty. Całkiem prawdopodobne, że chloryt w całości pochodzi z biotyty, często bowiem obserwować można zjawisko częściowej chlorytyzacji blaszek biotytytych. Orientacja kierunkowa minerałów blaszkowych jest na ogół wyraźna, lecz nierzadko spotyka się blaszki tych minerałów ustawione w sposób dowolny. W niektórych skałach większe blaszki biotyty dowolnie zorientowane stwarzają wrażenie pewnej plamistości. Deformacje o charakterze sztywnym odbiły się również na tych skałach dając miejscami strefy rozciągania i zbrekowania.

W pobliżu gnejsów w badanym wkopie skały wykazują cechy wyraźnie znamionujące zmiany o charakterze kontaktowym. Przy ogólnie wyższym stopniu przekrytalizowania, więcej jest biotyty, muskowitz tworzy często dowolnie zoriento-

wane spore bezkształtne, mackowate blaszki, drobna ilość kwarcu wykazuje silniejsze zazębienie ziarn. W zrekrystalizowanym mułowcu przytykającym bezpośrednio do jasnego gnejsu stwierdzono sporo drobnych ziarn kordierytu przemieszanych z kwarcem i muskowitzem w masie skalnej i niezmiernie trudnego do identyfikacji. Jest on świeży, bez objawów pinityzacji. Poza normalnymi minerałami akcesorycznymi (apatyt, cyrkon, drobny turmalin) w niewielkiej ilości obecne są w skale znacznie większe od przeciętnego ziarna okrągławe lecz mackowate porfiroblasty brunatnego turmalinu.

W świetle wspomnianych obserwacji stwierdzić można istnienie objawów metamorfizmu kontaktowego, a skały w pobliżu kontaktu zasługują na nazwę hornfelsów.

Zarówno pod względem składu serii pierwotnej spręde metamorfizmu (łupki ilaste, mułowce, piaszkowce), jak i składu mineralnego skał (kwarc, albit, muskowitz, chloryt, biotyty, apatyt, cyrkon, turmalin) łatwo dostrzec wyraźne analogie do formacji tzw. „szarogłazów łuzycyckich”. Stopień rekrytalizacji, a także zbliżona pozycja kontaktowa, zdają się omawiane skały okolic Jasnej Góry wiązać z „szarogłazami” Platerówki, a tym samym przez pośrednie odległejsze analogie z hornfelsami Zgorzelca.

Znaczej wagi jest zagadnienie, z czym wiązać niewątpliwie zmiany kontaktowe łupków szarogłazowych omawianego rejonu. Powtórnie należy podkreślić, że obszar jest zbadany w stopniu niewystarczającym. Nie stwierdzono dotychczas z pewnością czy występujące tu gnejsy można uważać za deformacyjnie ukierunkowane granity rumburskie i jaki jest ich stosunek do niewielkiego ciała określonego na mapie jako granodioryt zawidowski. Czy zatem efekty metamorfizmu kontaktowego wywołał granit rumburski, czy też przykontaktowe jasne gnejsy (zdeformowane granity) należy wiązać ze skałami granodiorytowymi i one byłyby odpowiedzialne za zmiany typu kontaktowego. Skały uważane za granodioryty występują na powierzchni tylko na bardzo niewielkim obszarze odległym od większych mas granodiorytu na powierzchni o około 7 km. Granit rumburski zawiera często pseudomorfozy pinitowe po kordierycie, szczególnie typowe w Wigancicach (Kozłowska-Koch 1965). Ta sama autorka dopatruje się tam także reliktyw hornfelsów (drobnoziarniste skupienia biotyty, kwarcu, tlenków Fe). Nigdzie jednak nie obserwowano bezpośrednich kontaktów granitu rumburskiego ze skałami łupkowymi.

Istnieje zupełnie znikome prawdopodobieństwo, aby kordieryt mógł powstać w efekcie podwyższenia temperatury wywołanego przez żyłę trachyandezytu. Jej grubość nie przekraczająca 1 m, brak jakichkolwiek zmian typu kontaktowego w przytykających do niej gnejsach — choć co prawda możliwość zarejestrowania takich zmian w gnejsach jest znacznie mniejsza niż w łupkach — zdają się zaprzeczać temu, by w mułowcu odległym od trachyandezytu około 2,5—3 m mógł powstać minerał kontaktowy — kordieryt.

Dalsze badania geologiczne i petrograficzne tego rejonu są nieodzowne do wyjaśnienia podstawowych zagadnień i powinny obejmować obszar po obu stronach granicy państwowej.

DROBNE WKŁADKI AMFIBOLITÓW,
ŁUPKÓW BIOTYTOWYCH I CHLORYTOWYCH
W OBRĘBIE KOMPLEKSU IZERSKIEGO

Wśród gnejsów kompleksu izerskiego na całym obszarze ich występowania, a szczególnie we wschodniej części, obecne są liczne wkładki amfibolitów, łupków biotytowych i chlorytowych. Liczbę ich można ocenić na kilkaset, a tylko część uchwycona została na szczegółowych mapach. O obecności większości takich wkładek świadczą tylko luźne bloki. Tam jednak gdzie napotkano takie skały w odkrywkach są one niemal zawsze zgodne z foliacją gnejsów i stratyfikacją całego kompleksu. Niekiedy poszczególne soczewkowe wkładki układają się po kilka w ciągi wyznaczając pewne poziomy w gnejsach. Wkładki amfibolitów występują nie tylko w gnejsach, lecz również w obrębie pakietów łupkowych pasa Wojcieszycy — Łazně-Libverda, w pasie Kamień — Skiba — Pobiedna i w hornfelsach Wysokiego Grzbietu. Oprócz amfibolitów w kompleksie izerskim występują liczne żyły diabazów o różnym stopniu przeobrażenia.

Inwentaryzacja, zbadanie i klasyfikacja wszystkich skał zasadowych w obrębie kompleksu izerskiego byłoby wielkim i wartościowym przedsięwzięciem. Dla okolicy Siedlęcina — obszaru szczególnie bogatego w różne odmiany skał zasadowych — badania takie przeprowadziła M. Kozłowska-Koch (1970). Na podstawie przesłanek, głównie petrograficznych, autorka ta dzieli zasadowe skały tego obszaru na cztery grupy różne pod względem czasu powstawania, a co za tym idzie historii metamorficznej i składu.

Grupa I — najstarsze — w formie zgodnych cienkich wkładek w gnejsach, i granitach wyraźnie łupkowe, zbiotytowane i sfeldspatyzowane amfibolity o składzie: zielona hornblenda zwyczajna, biotyt, albit lub oligoklaz, tytanit, tlenki Fe i Ti, pobiotytyowy chloryt, czasem kwarc. Były to diabazy i tufy wchodzące w skład pierwotnej serii suprakrustalnej i wraz z nią mezozonalnie zmetamorfizowane, a w czasie późniejszej granityzacji sfeldspatyzowane. Ta sama autorka (Kozłowska-Koch 1960, 1965) opisuje takie wkładki w przełomie rzeki Bóbr powyżej Jeziora Modre. Gnejsy w sąsiedztwie wkładek stają się z reguły bogatsze w łuszczyki i wyraźniej kierunkowe, zaś w jednej z badanych odkrywek zawierają relikty hornfelsów z andaluzytem, korundem, pinitem i syllimanitem.

Grupa II — starsze ortoamfibolity nematoblastyczne i blasto-ofitowe z zachowaną brunatną hornblendą i pseudomorfozami po piroksenach, z pierwotnym biotytem i minerałami tytanowymi. Autorka uważa, że są to zgodne lub ukośne żyły, które intrudowały po skonsolidowaniu się gnejsów, a następnie wraz z nimi zostały zmetamorfizowane w głównej fazie ruchów. Jako przykład służą tu amfibolity ze wzgórza Lipnik (szczyty 494,5 i 495,4 m) na SE od Siedlęcina Górnego oraz amfibolit ze starego łomu przy szosie między Rybnicą a Barcinkiem.

Grupa III — młodsze, zgodne lub ukośne, cienkie żyły afanicznych lub drobnoziarnistych diabazów i proterobazów o słabym stopniu przeobrażenia, przedwaryscyjskie, powstałe zapewne u schyłku oro-

genezy kaledońskiej. Autorka wyróżnia wśród nich 7 typów w zależności od obecności najważniejszych minerałów, jak: oliwin, augit pigeonitowy i hornblenda brunatna.

Grupa IV — najmłodsze, waryscyjskie żyły lamprofirów związane z granitem Karkonoszy.

Metabazyty grupy I i II jako genetycznie związane z gnejsami były przedmiotem badań autora. Można je na ogół łatwo odróżnić od młodszych żył grupy III i IV.

Podział proponowany przez M. Kozłowską-Koch (1970) jest zapewne prawidłowy z teoretycznego punktu widzenia. Oznacza to, że z takimi typami bazytów należy się liczyć na omawianym terenie. Można też znaleźć przykłady dla wymienionych typów. Trudniej natomiast ustalić przynależność konkretnej napotkanej w terenie skały. Zbiotytowane amfibolity, którym towarzyszą gnejsy bogate w podobne jak w amfibolitach zespoły minerałów ciemnych, zdają się nie nastęrczać wątpliwości co do tego, że należą do grupy najstarszej. W Pilchowicach przy północno-wschodnim przyczółku zapory wkładka amfibolitu w swojej środkowej części nie wykazuje biotytyzacji, a jedynie po brzegach objawy chlorytyzacji, bez możliwości rozpoznania czy biotyt istniał tam kiedyś. Dopiero w miejscu, gdzie wkładka ta się wycienia i wyklinowuje, staje się łupkiem biotytytowym będącym prawdopodobnie w całości zbiotytowanym amfibolitem. Obserwacje w części środkowej wkładki mogłyby doprowadzić do wniosku, że amfibolit należy do grupy pognejsowej (II).

Należy przypuszczać, jak pisze M. Kozłowska-Koch (*op. cit.*), że skały żyłowe mogły zawierać pierwotnie biotyt, który krystalizował w równowadze z amfibolem. Możliwość rozpoznania z wystarczającą dozą pewności takiego biotyty od generacji pochodzącej z biotytyzacji amfibolu jest w rzeczywistości niewielka. Najważniejszy zatem argument petrograficzny może w konkretnych przypadkach zawodzić. Ofitowe i miejscami porfirowe amfibolity około 500 i 750 m na NNW od północno-zachodniego szczytu (495,4 m) góry Lipnik, należące, jak się zdaje do jednej wkładki, są w jednym miejscu silnie zbiotytowane, w drugim pozbawione biotyty i pobiotytyowego chlorytu, a w trzecim dość odległym (na podwórzu gospodarstwa) we wsi Siedlęcina zawierają wewnątrz amfiboli relikty piroksenów i resztki obwońek brunatnej hornblendy. Jeśli wymienione skały w istocie należą do tej samej, zgodnej żyły, byłoby to dowodem, jak w nierównym stopniu zmiany metamorficzne i metasomatyczne obejmowały tę samą skałę.

Jeśli w pierwotnym kompleksie przed powstaniem gnejsów istniały różne skały zasadowe, np. jako wkładki tufów i żyły, to mogły one wykazywać różną odporność na procesy metamorfizmu i metasomatozy. Tak się składa, że z całą pewnością do najstarszej grupy I zaliczać możemy jedynie cienkie wkładki.

W wieloetapowej historii całego kompleksu zdaje się niewątpliwe, że proces uruchomienia potasu, a zatem możliwość biotytyzacji amfiboli, zachodził więcej niż raz. Może się zatem zdarzyć, że cienka żyła powstała w już gotowych gnejsach, a zatem należąca do grupy II,

mogła ulec biotytyzacji pod wpływem krążących bogatych w potas młodszych niż same gnejsy roztworów uruchomionych w czasie późniejszych etapów metamorfizmu.

Szczególnie liczne wkładki łupków biotytytowych, chlorytowych i amfibolitów w gnejsach znane są z okolic Pilchowic i Siedlęcina. Prawdopodobnie zresztą dzieje się tak dlatego, że teren ten jest dobrze odsłonięty i szczegółowo zbadany.

W pobliżu kontaktu gnejsów z łupkami (profile 10, 16, 17, 18 i in. — rozdział I) wkładki ciemnych zielonych skał wśród gnejsów są z reguły chlorytowe, czasem z relikami biotyty, zawierają zawsze sporo leukoksenu, czasem nieco kalcytu i epidotu. Regułą jest obecność okrągłych, rzadziej mackowatych ziarn albitu z ukierunkowanymi wrostkami, należącymi przeważnie do minerałów tytanowych. Jest to charakterystyczna odmiana albitu metablastycznego, omówionego szerzej w rozdziale I. Zarówno pod względem składu mineralnego, jak i wykształcenia poszczególnych minerałów omawiane wkładki zbliżone są do skał zielenkowych położonych dalej na północ i należących do serii kaczawskiej. Niekiedy chlorytowi lub biotytyowi towarzyszy trochę blaszek jasnego łyszczyku. W łupku biotytytowym tworzącym wkładkę w obrębie jasnych laminowanych gnejsów przejściowych w pobliżu kontaktu z łupkami (profil 18) napotkano skupienia przypominające do pewnego stopnia pinitowe pseudomorfozy po kordierycie.

Głębiej w obrębie kompleksu gnejsowego, w przełomie rzeki Kamienicy, na N od wzgórza 380,5 m, obserwowano kilka wkładek ciemnych skał bogatych w biotyt lub chloryt. Niektóre spośród nich zawierają amfibol w towarzystwie albitu i chlorytu. W pobliżu takich wkładek gnejsy są zwykle ciemniejsze i zawierają pakiety do złudzenia przypominające łupki biotytytowe lub chlorytowe z wkładki. W niektórych ciemnych strefach w gnejsach brak wprawdzie wkładek łupku biotytyowego lub chlorytowego, lecz wzbogacenie w minerały ciemne oznacza prawdopodobnie, że granityzacja objęła tu skały o podobnym charakterze.

Jeśli nawet okolice Pilchowic, Siedlęcina są szczególnie bogate we wkładki amfibolitów, łupków biotytytowych i chlorytowych, to jednak skały takie występują na całym obszarze gnejsowym. Łupki biotytytowe i chlorytowe, a czasem amfibolity spotyka się zawsze tam, gdzie istnieją lepiej odsłonięte profile w gnejsach. Świadczy o tym studium rdzeni wiertniczych w okolicach wsi Proszówka na S od Gryfowa Śląskiego. W jednym z otworów na około 250 metrów rdzenia napotkano 16 wkładek łupków biotytytowych, amfibolitów i łupków chlorytowych grubości od kilkunastu centymetrów do ponad 3 m. W górnej części profilu występują łupki chlorytowe, łupki biotytytowe z chlorytem i amfibolem, amfibolity wyraźnie kierunkowe lub bezkierunkowe, zawsze bogate w tytanit i leukoksen, często ze sporą ilością epidotu. Jeden z amfibolitów (na głębokości 67,5 m) wykazuje ułożone beładnie (ofitowo) listewkowe albity, zupełnie czyste i pozbawione wrostków, zbliżone do regularnie albitowo i karlsbadzko. Łupek chlorytowy z głębokości 30,5 m oprócz pobiotytytowego zapewne chlorytu zawiera sporo muskowitu, trochę kwarcu i duże nieregularne, zwykle wydłużone do około 3 mm blaszki mikroklinu o wyraźnej kratce bliźniaczej, przepelnione kierunkowo ułożonymi wrostkami tytanitu, chlorytu, muskowitu i kwarcu. Wrostki w mikroklinie ułożone są równoległe do ukierunkowania skały otaczającej. W tym przypadku nie ulega wątpliwości, że blaszki mikroklinu wzrastały z masy skalnej i zamknęły w sobie jej pozostałości.

W dolnej części profilu obecne są wyłącznie różne łupki chlorytowe bogate w kalcyt, a pozbawione amfibolu, epidotu i biotyty. Jak się zdaje związane to może być z bliskością strefy dyslokacyjnej. Podobnie w otworze wiertniczym w okolicy Giebułtowa na 100-metrze rdzenia napotkano 8 wkładek łupków biotytytowych z chlorytem, w tym jedna o grubości około 3 m. W jednej z wkładek obok biotytytu jest sporo zielonej hornblendy. Gnejsy w ich sąsiedztwie są bogatsze w minerały ciemne i zdradzają jakby migmatyczny charakter.

W Olszynie Lubańskiej (profil 39) w gnejsach w pobliżu kontaktu z łupkami występują 3 wkładki łupku biotytyto-amfibolowego z epidotem, bogatego w tytanit i niekiedy w chloryt.

W Starym Zawidowie w typowym wystąpieniu granodiorytu wschodnioluzycyjskiego obecna jest żyła skały silnie zbiotytowanej z relikami amfibolu, bogatej w epidot i leukoksen.

Wkładki amfibolitów tak częste w gnejsach, są również w porównywalnej ilości obecne w obrębie pakietu łupkowego Wojcieszycy—Laznė-Liberda, a także wśród hornfelsów Grzbietu Wysokiego. Z reguły są one pozbawione biotyty, choć i odmiany biotytytowe nie należą tu do rzadkości. W gnejsach więcej jest odmian biotytytowych. Na południowo-wschodnim zboczu 784,0 m, na wschód od Rozdroża Izerskiego, żyłę równoległą do przebiegającej tu dyslokacji tworzy niezdeformowany ofitowy diabaz, zawierający zasadowy plagioklaz, aktynowitową hornblendę i gniazda biotyty. Grubej ziarnista skała o podobnym składzie, zawierająca ponadto nieco kwarcu, obserwowana była na południowych zboczach Izerskich Garbów.

WKŁADKI KWARCYTÓW W OBRĘBIE KOMPLEKSU IZERSKIEGO

W wielu miejscach na terenie Pogórza Izerskiego znajdują się liczne (ponad 100) wystąpienia skał bardzo bogatych w kwarc, często niemal czysto kwarcowych. Nieliczne jedynie utworzone są z mlecznego, żyłowego kwarcu; wiele z nich to drobnoziarniste kwarcyty. Próbowali to rozróżnić na mapach G. Berg (1921—1922, 1931), G. Berg i W. Ahrens (1921—1923). Na innych arkuszach G. Berg a także E. Zimmermann nie wprowadzili tego rozróżnienia. Z pewnym przybliżeniem można stwierdzić, że ułożenie skał kwarcowych jest albo zgodne z ogólnym ukierunkowaniem kompleksu gnejsowego, albo też mają one kierunek poprzeczny, tj. w przybliżeniu NE-SW. Kwarcytowe odmiany są z reguły zgodne, znacznie skromniej rozwinięte żyłowe kwarcy miewają także kierunki poprzeczne.

Autor zbadał około 120 cienkich płytek skał kwarcowych (nie licząc zbadanych złóż z Izerskich Garbów i w Olesznej Podgórskiej) pochodzących z 33 ważniejszych wystąpień skał kwarcowych i ich najbliższego otoczenia na terenie północnej okrywy granitu Karkonoszy.

Między Maciejowcem a Radonicami przeszedź można na odcinku blisko 2 km kilka soczewek łączących się niemal w ciągłą wkładkę kwarcytów wśród gnejsów. Jej kierunek SE-NW odpowiada biegiem foliacji w gnejsach. Miąższość strefy kwarcytów nie przekracza na ogół 10—15 m. Wystąpienie to na całej swojej długości obfituje w drobnoziarniste, żółtawe kwarcyty, z białymi żyłami mlecznego kwarcu. Kwarcyty wykazują niezwykle charakterystyczną strukturę. Wydłużone kryształki kwarcu ułożone są w sposób beładny, przenikając się i do złudzenia przypominając strukturę trachitową. Wśród takiej „trachitowej” masy często trafiają się ziarna skaleni potasowego silnie zmętniałego, niekiedy z obwódkami brunatnego pigmentu. Ziarna są przeważnie ostrokrawędziste i czasem objawiają sztywne deformacje, a w spękaniu wciska się „drobno-trachitowa” masa kwarcowa. Często w masie kwarcytu spotyka się automorficzne lub częściowo automorficzne większe słupki kwarcu. Skała pocięta jest zwykle licznymi żyłkami grubszego kwarcu, często o charakterystycznym „palisadowym” ułożeniu kryształów (pl. III, fot. 5). Wymienione cechy w sposób oczywisty nasuwają skojarzenia strukturalne ze skałami wulkanicznymi (porfirowatość, trachitowość tła, automorfizm fenokryształów). Jednocześnie jednak w tym samym zespole skalnym kwarcytów obserwuje się w formie brekcji sklejonych żyłami kwarcu lub trachitowym kwarcytem fragmenty ukierunkowanego muskowitu ze skaleniem potasowym i czasem resztkami biotyty, które bez wątpienia stanowią fragmenty gnejsowe zamknięte w kwarcycie.

Rzeczą godną podkreślenia jest całkowity brak plagioklazu w kwarcytach i fragmentach gnejsowych. Pojawia się on dopiero w gnejsach sąsiadujących z kwarcytami, lecz tylko w ziarnkach zamkniętych wewnątrz większych ziarn mikroklinu. Obserwacja ta powtarza się we wszystkich wystąpieniach kwarcytów na terenie Pogórza Izerskiego. Plagioklaz w pierwszej fazie przechodzi w masę serycytową, a następnie ulegać może zastąpieniu przez kwarc. W licznych miejscach obserwowano, że w większych skaleniach potasowych pertyty ulegały całkowitej serycytyzacji i następnie niektóre żyłki zastępowane były przez kwarc. Jeśli kwarc podstawił plagioklaz, to wydaje się całkiem prawdopodobne, że „trachitowe” kwarcyty były kiedyś rzeczywiście plagioklazowymi skałami o strukturze trachitowej, w której kwarc zastąpił plagioklaz bez przebudowy struktury i cała skała stanowi swoistą „strukturalną pseudomorfozę”. Z drugiej strony obserwować można nierzadko, jak w „trachitowym kwarcycie” słupki kwarcu stają się większe i powstaje gniazdo białego grubego kwarcu złożone ze słupków o beładnym ułożeniu, podobnie jak w niektórych żyłach kwarcowych, gdzie wzrost kryształów był nieuporządkowany. Niekiedy „trachitowy” kwarcyt może tworzyć żyłki wśród fragmentów gnejsu. Należy zatem liczyć się z możliwością, że pseudotrachitowa struktura kwarcytu jest wynikiem nieuporządkowanego wzrostu słupków kwarcu w środowisku nasyconym roztworem krzemionki.

Podobne sugestie nasuwa około 10-centymetrowa wkładka czarnych kwarcytów wśród łupków muskowitzowo-chlorytowych po północno-wschodniej stronie grzbietu Czyżyka koło wsi Strzyżowiec (rozdział I, profil 7) położona około 100 m na północny wschód od kontaktu z gnejsami. W tej wkładce wydłużone kwarcie ułożone są na wzór struktury trachitowej. Zawierają nieco pigmentu grafitowego pochodzącego z wypartych łupków i czasem w obrębie kwarcu ułożonego w sfałdowane pasemka. Obok kwarcu występują również skałki potasowy, który musi być chyba minerałem doprowadzonym wraz z kwarcem, bowiem w otaczających łupkach jest nieobecny. Także i tu całkowicie brak w skałce plagioklazu, choć najprawdopodobniej znajdował on się w pierwotnym łupku, z którego zachowały się pakiety muskowitzowe z chlorytem, tlenkami Fe i drobnym pigmentem grafitowym. Choć występujące obok łupki zielenicowe i zielenice są niewątpliwie formacją wulkaniczną, nie zdaje się, by opisaną skałę można wiązać genetycznie z wulkaniczną działalnością. Takie „trachitowe” struktury w kwarcytach mogą zapewne powstawać także w efekcie skwarcowania różnych skał.

We wspomnianych brekcjach między Maciejowcem a Radomicami wśród „trachitowego” kwarcytu spotkać można fragmenty ostrokrawędziste lub okrągławe skał drobnodziarnistych (pl. III, fot. 6), drobniejszych niż przeciętny kwarcyt, z fenokryształami automorficznego kwarcu i skalenia potasowego i z automorficznymi pseudomorfozami po minerałach ciemnych wypełnionymi serycytem i tlenkami Fe (pl. V, fot. 1) oraz mozaiką kwarcu, a także okrągłymi tworami wypełnionymi kwarcem przypominającym pęcherzyki.

Skały takie bogate są w pigment tlenków Fe, który utrudnia rozpoznanie minerałów w tle. Należy przypuszczać, że również i one są całkowicie zastąpione przez kwarc. W odniesieniu do takich fragmentów skał trudno przypuszczać, by mogły one powstać z materiału innego niż wulkaniczny.

Wśród kwarcytów opisywanych wystąpieni napotkano wyraźnie łupkową skałę złożoną z kwarcu, muskowitzu, skalenia potasowego i rozłożonego biotyty, jak inne pozbawioną plagioklazu. Podobnie pozbawiony plagioklazu jest występujący wśród kwarcytów gnejs z grubokrątkowym mikroklinem, muskowitzem, kwarcem w postaci nieregularnych, splekanych ziarn i żyłkami oraz gniazdami młodszego kwarcu, przepajającymi całą skałę. Dziwne, że mimo silnego hydrotermalnego skwarcowania całej skały i wylugowania plagioklazu zachowało się w skałce nieco niezmiennego biotyty. Skały sąsiadujące z kwarcytami nie wykazują poważniejszych deformacji. W odniesieniu do sąsiadującego z kwarcytem w pobliżu Maciejowca dwużyłkowego granitu o hipautomorfozowianistej strukturze z listewkowym wykształceniem skaleni, szczególnie plagioklazów (5—15% An) z wyraźną normalną budową pasową i z interstycjami kwarcowymi, stwierdzić trzeba, że tak słabo zmienionych metamorficznie skał granitoidowych nie obserwowano w innych miejscach w tym rejonie. Skała ta odróżnia się dość znacznie od normalnych w tym obszarze gnejsów i zasługuje na szczególną uwagę.

Od Rybnicy przez Barcinek do miejscowości Janice ciągnie się system soczewek i wkładek kwarcytów pociętych żyłami mlecznego kwarcu w dwu poziomach zgodnych z ukierunkowaniem kompleksu gnejsowego. Najważniejsze odkrywki znajdują się: 200 m na SE od Barcinka ponad szosą do Jeleniej Góry, na grzbiecie schodzącym ku SE ze wschodniego wierzchołka (438,1 m) Gęziej Góry (na W od Barcinka), na szczycie wzgórza Bojanka (440,0 m) i na wschodnim krańcu wsi Janice (przy szosie z Pasiecznika).

Kwarcyty z Barcinka omawia J. Kotowski (1965). Jego zdaniem, skały kwarcowe powstały w strefie dysjunkcji w wyniku doprowadzenia krzemionki i mają charakter infiltracyjno-korozyjny. Wyróżnia on główną masę „kwarcu skataklazowanego” (generacja najstarsza) i dwie kolejne generacje żył młodszych. Ten sam autor w następnej pracy (Kotowski 1968) zajmuje się szczegółowo kierunkami żył i splekań w kwarcytach i otaczających gnejsach.

Główną masę skalną tworzą w omawianych wkładkach żółtawe, kremowe, czasem czerwone lub zielonawe, drobnodziarniste kwarcyty, pocięte w różnych kierunkach różnej grubości białymi żyłami kwarcu. Skały wykazują znaczną różnorodność strukturalną. Przy nierównym z reguły ziarnie w licznych miejscach objawiają „trachitowość” struktury, opisaną poprzednio. Inne odmiany mają ziarna izometryczne. W jednych i drugich spotyka się często automorficzne formy fenokryształów kwarcu. Kwarcyty z Barcinka pozbawione są w zasadzie innych minerałów poza kwarcem i rozdrobnionym pigmentem tlenków Fe. Tylko w niektórych skałach obserwuje się sporą zawartość serycytu pozostałego zapewne po wypartych skaleniach. Wiele z omawianych kwarcytów ma charakter brekcji (pl. IV, fot. 1, 2, 3, 4): w drobnodziarnistym kwarcycie, pociętym licznymi żyłkami grubiej ziarnistego kwarcu znajdują się fragmenty ostrokrawędziste innych jeszcze drobniej ziarnistych kwarcytów. Wiele z tych fragmentów jest bogatych w tlenki Fe, wykazuje porfirową strukturę i automorficzne kształty większych ziarn kwarcu, co nasuwa skojarzenia ze strukturami skał wulkanicznych. W innych próbkach ostrokrawędziste ziarna rozmieszczone są w drobnej miazdze mineralnej. Mimo objawów rekrystalizacji rozpoznać można silną kataklazę i mylonityzację skały. W innych kwarcytach ostrokrawędziste

lub zaokrąglone ziarna kwarcu tkwią w drobnej masie bogatej w serycyt i do złudzenia przypominają osadową skałę z rodzaju mułowa kwarcowego. W takich skałach spotykano również okrągławe, drobne fragmenty bardzo drobnoziarnistej skały krzemionkowej.

W najbliższym sąsiedztwie kwarcytów, a nieraz także w ich obrębie występują jasne, silnie skwarcowane, wyraźnie kierunkowe gnejsy. Są one drobniej lub grubiej oczkowe, z licznymi żyłkami kwarcowymi. Skały te pozbawione są całkowicie plagioklastu, a na jego miejscu występuje agregat serycytowy. Proces serycytyzacji plagioklastu objął nawet charakterystyczne żyłki pertytowe wewnątrz dużych ziarn mikroklinu. W obrębie agregatów serycytowych wzrosły przeważnie nieregularne ziarna kwarcu przepięknie serycytem, przez co do złudzenia przypominają plagioklasty. Nierzadko fragmenty gnejsów zamknięte są w brekcyjowych kwarcytach wraz z innymi fragmentami kwarcytów.

Jeden z jasnokawowych kwarcytów z odkrywki na E od wsi Janice zawiera wśród licznych częściowo automorficznych słupków kwarcu również liczne nieregularne ziarna skalenia potasowego. Znacznie rzadsze są ziarna plagioklastu o składzie albitu. W tym przypadku widać odstępstwo od reguły, że skwarcowanie przynosi zawsze rugowanie plagioklastu. Ziarna skalenia potasowego — mikroklinu — wykazują nieraz ostro odgraniczone, mięte otoczkaki, czasem o innej orientacji niż wewnętrzna część ziarna (pl. V, fot. 1). Wskazywać by to mogło na dwa etapy powstawania mikroklinu. Rzadko obserwować można obwódki skalenia potasowego dookoła silnie zserycytowanych plagioklastów. Częściowy automorfizm plagioklastów, rzadziej skalenia potasowych, w połączeniu ze skłonnością do porfirowości struktury mogłyby nawiązywać do obserwacji o wulkanicznym pochodzeniu niektórych kwarcytów.

Po zachodniej stronie wsi Janice w blokach napotkano drobnoziarnisty kwarcyt ze skupieniami serycytu o wielkości do 4 nm, obwiedzionymi tenkami Fe o zarysach kwadratów, prostokątów lub trapezów. Trudno obecnie stwierdzić czym były owe pseudomorfozy. Jeśli — co chyba nie ulega wątpliwości ze względu na lokalne „nadgryzanie” ich przez kwarc — pochodzą one sprzed okresu skwarcowania, to świadczą, że skała nie uległa kataklazie i mylonityzacji. Zarówno więc fenokryształy, jak i drobnoziarniste tło skalne odziedziczone są po skałe pierwotnej. Takie automorficzne fenokryształy wielokrotnie przewyższające wielkością ziarno w masie skalnej są charakterystyczne dla skał wulkanicznych lub żyłowych. Identyczne pseudomorfozy napotkano w kwarcytach z Nowej Kamienicy (pl. V, fot. 3, 4).

Na E od Nowej Kamienicy przebiega wkładka przeważnie jasnoszarych, czasem żółtawych i czerwonych kwarcytów. Przy drodze do Starej Kamienicy, na wzniesieniu 418,0 m, znajduje się spore wyrobisko. Zarówno pod względem składu, jak i cech strukturalnych skały są podobne do kwarcytów okolic Barcinka. Mamy tu do czynienia z „trachitowymi” kwarcytami (pl. III, fot. 4), które zawierają automorficzne, większe kwarcy (pl. V, fot. 5), skupienia minerałów ilastych o zarysach częściowo automorficznych ziarn wielkości do kilku milimetrów, a ponadto opisane pseudomorfozy serycytowe z obwódkami tlenków Fe. Ponadto obecne są jakieś nieregularne fragmenty serycyto-muskowitowe o teksturze kierunkowej z ziarnami kwarcu, przypominające jakieś skały pochodzenia osadowego.

Inne skały mają charakter brekcyjowy z fragmentami łupków muskowitowych, przy czym różne fragmenty rozdzielone żyłami kwarcu wykazują tę samą orientację tekstury. Inne zawierają resztki gnejsowe i skalenie potasowe obok fragmentów „trachitowego” kwarcytu.

Niewielki stary lomik na N od wsi Nowa Kamienica odsłania w północno-wschodniej części liczącego około 20 m długości profilu, drobnoziarnisty kwarcyt bogaty w serycyt, z serycytowymi skupieniami przybierającymi formę częściowo automorficznych fenokryształów w formie listewek lub słupków do kilku milimetrów długości i stanowiącymi pseudomorfozy po fenokryształach nie dających się rozpoznać minerałów, możliwe że plagioklastów. Inne pseudomorfozy serycytowe o przekrojach trapezów i kwadratów mają obwódki tlenków Fe (pl. V, fot. 3, 4). Tło skalne jest drobno- i równoziarniste o ułożeniu ziarn kwarcu z lekka na wzór „trachitowy”. Automorficzne większe kwarcy są często spotykane. Ponadto średniej wielkości ziarna skalenia potasowego z pigmentem tlenków Fe

przybierają czasem formę niewyraźnych listewek. W tle skalnym obok kwarcu i serycytu prawdopodobnie ukrywa się także nieco skalenia potasowego. W przypadku tej skały, mimo jej znacznych zmian wtórnych, głównie skwarcowania, pierwotne cechy struktury są dobrze zachowane i jej żyłowy lub wulkaniczny charakter zdaje się nie ulegać wątpliwości.

Ku południowemu zachodowi skała ta przechodzi bez wyraźnej, ostrej granicy w bezkierunkowe, kataklastyczne, o zmiennym przeważnie średnim ziarnie, skwarcowane, sinawe gnejsy z mikroklinem, odrobiną albitu i muskowitem. W skałach tych napotkano dość liczne, opisywane już poprzednio, pseudomorfozy serycytowe z obwódkami tlenków Fe o przekrojach kwadratów, prostokątów i trapezów. Mimo dobrze zachowanych kształtów trudno odgadnąć, jaki minerał pierwotnie tu występował. Ze względu na niską zawartość minerałów ciemnych skały te można by uznać za leukogranity. Szczególnie położona dalej na południowy zachód niekataklastyczna, średnioziarnista odmiana zasługuje na taką nazwę. Skalenie — mikroklin i albit (0—3% An) — są listewkowo wykształcone. Warto przy tym podkreślić, że nie występuje tu szachownicowa odmiana albitu, tak powszechna w różnych leukogranitach. Jeszcze dalej ku południowemu zachodowi występuje skała o dużych ziarnach mikroklinu i kwarcu, w której pojawiają się rzadko blaski biotyty. Jest to gruboziarnisty granit iżerski. W takiej skale napotkano w towarzystwie kwarcu około 30-centymetrowej średnicy gniazdo turmalinu.

Współwystępowanie leukogranitów i skał kwarcowych, a ponadto granitów z turmalinem, przywodzi na myśl strefę grejzenów ze wzniesienia Wyrwak koło wsi Kamień na S od Mirska, położoną około 10 km na zachód od Nowej Kamienicy. Istotnie średnioziarnisty leukogranit położony na północ od grejzenów sposobem wykształcenia minerałów, a szczególnie znacznym stopniem automorfizmu plagioklastów przypomina napotkaną w Nowej Kamienicy skałę. Grejzeny natomiast ani inne skały im towarzyszące w żadnym swoim elemencie ani fragmentach nie przypominają tak przecież charakterystycznych kwarcytów z Nowej Kamienicy, Barcinka czy innych podobnych wystąpień. Jeśli nawet proces grejzenizacji na Wyrwaku i skwarcowanie omawianych kwarcytów pozostają w jakimś związku, to musiały przebiegać w zupełnie odmiennych warunkach. Choć jedne i drugie jako główny minerał mają kwarc, strukturalnie różnią się od siebie w sposób zasadniczy. Grubsze znacznie, zazębione, ale przeważnie izometryczne kryształy kwarcu w grejzenach przypominają mogą nieco kwarcyt z Iżerskich Garbów, niepodobne są natomiast do „porfirowych”, „trachitowych”, „brekcyjowych” kwarcytów będących przedmiotem niniejszego rozdziału.

Wśród wielu nie omówionych dotychczas wystąpień kwarcytów na Pogórzu Iżerskim zostały opracowane tylko niektóre i niektóre z nich zasługują na wzmiankę.

We wsi Stara Kamienica niedaleko na północ od dawno nieczynnego łomu erlanów, wysoką skałkę tworzą kwarcyty często brekcyjne z fragmentami gnejsów i kwarcytów. Tylko wyjątkowo obserwowano w nich „trachitową” strukturę. Skały te pozbawione całkowicie plagioklastu, w wielu miejscach robią wrażenie skataklazowanych i skwarcowanych gnejsów. Mikroklin obecny jest w wielu miejscach. Skała jest silnie pocięta żyłami białego kwarcu.

Około 4 km na NW od Rozdroża Iżerskiego i na SW od szosy Świeradów — Szklarska Poręba występują „trachitowe” kwarcyty z licznymi żyłami kwarcu. Ich przebieg (NW-SE) jest prostopadły do przebiegu strefy dyslokacyjnej Rozdroża Iżerskiego i Iżerskich Garbów, zgodny zaś jest z ukierunkowaniem gnejsów. Podobne skały obserwowano w okolicach Rębiszowa, na E od wsi Skarbków, na N od wsi Chmieleń oraz we wsi Stankowice.

Na SE od miejscowości Leśna w grubo- i średnioziarnistym kwarcycie obecne są wielkie oczka mikroklinu i skała jest zapewne skwarcowanym gnejsiem kataklastycznym pozbawionym plagioklazą w wyniku tego skwarcowania. Podobne objawy skwarcowania skataklastycznej skały gnejsowej, bogatej w sercyt pochodzący zapewne z plagioklazów, obserwowano na niewielką skalę w dolinie Jagnięcego Potoku w Górach Izerskich. Do tej samej grupy skał zaliczyć też należy wystąpienia kwarcytów na NE od Świecia, w miejscowości Krzewie Małe, a także Grabiszycze Górne.

Zupełnie inny charakter mają kwarcyty występujące w postaci zgodnych wkładek w obrębie pasma łupkowego Wojcieszycze — Lahn-Libverda. W Czerniawie Zdroju (Kozłowski 1966, 1970) występują kwarcyty o izometrycznym, zazębionym ziarnie, bogate w turmalin. W okolicach wsi Zajęcznik i miejscowości Krobica podobne kierunkowe kwarcyty z biotytem i muskowitem o widocznej często laminacji zawierają miejscami pokaźną ilość fluorytu, dochodzącą miejscami do 50%. W Kwieciszowicach obserwowano podobne kwarcyty, również z pewną ilością fluorytu. Zdaniem J. Pawłowskiej (1966) i K. Kozłowskiego (1966), są to zmetamorfizowane osadowe skały kwarcowe, a zawartość turmalinu i fluorytu przypisywana jest metasomatemizmu pneumatolitycznemu i hydrotermalnemu. Choć osadowe pochodzenie tych kwarcytów wydaje się całkiem prawdopodobne, warto podkreślić istotne ich podobieństwo do kwarcytów strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego. Podobieństwo to dostrzec można zarówno pod względem kształtu i sposobu zazębienia ziarn kwarcowych, obecności ukierunkowanych cienkich blaszek łuszczaków, jak i towarzyszącego niekiedy w sporej ilości fluorytu. Do tego samego typu należy także wystąpienie skały kwarcowej w pobliżu skrzyżowania szos na S od wsi Kromnów.

Opisane w niniejszym rozdziale drobnoziarniste skały kwarcowe, kwarcyty, które tworzą przeważnie zgodne wkładki wśród gnejsów, stanowią skały o wysokim stopniu komplikacji struktur. W równym stopniu skomplikowana i niejasna jest ich geneza, być może nie zawsze jednakowa dla różnych wystąpień.

Nie ulega jednak wątpliwości, że skały te w swojej obecnej formie są efektem skwarcowania, to znaczy metasomatyicznego zastąpienia przez kwarc innych, poprzednio istniejących minerałów. Udało się zaobserwować, że przede wszystkim był to plagioklaz, a ponadto skałen potasowy, łuszczyki i inne minerały. Skwarcowanie odbywało się w warunkach statycznych, nigdzie bowiem nie napotkano tekstur kierunkowych. Istniała zatem możliwość zachowania istniejących przed skwarcowaniem struktur mimo zastąpienia wszystkich minerałów przez kwarc. W wielu przypadkach udało się rozpoznać efekty sztywnych deformacji sprzed skwarcowania, jak: kataklaza, mylonityzacja i zbrekowanie skał, głównie gnejsowych. Można sądzić, że skwarcowanie obejmowało właśnie strefy takich deformacji i w tym znaczeniu sformułowanie J. Kotowskiego (1965) o infiltracji krzemionki w strefach dysjunkcji znajduje swoje uzasadnienie.

Uznać chyba należy za udowodnione, że kwarc na Rozdrożu Izerskim i Izerskich Garbach powstał właśnie w wyniku infiltracyjnego skwarcowania skał

mylonitycznych w strefie dyslokacji. Tam jednak skały pod względem strukturalnym przedstawiają się w sposób całkowicie różny. Bliskość kontaktu z granitem Karkonoszy i związane z tym zmiany termiczne mogą częściowo tłumaczyć taką różnicę, lecz na Paskowej Górze, czyli w tej samej strefie dyslokacyjnej dalej od granitu (odległość od granitu taka sama jak „trachitowego” kwarcytu opisanego 4 km na NW od Rozdroża Izerskiego), kwarcyt pod względem składu i struktury jest zupełnie analogiczny do skały pochodzącej z kopalni na Izerskich Garbach i zawiera ukierunkowane blaszki łuszczaków wśród dużych zazębionych ziarn kwarcu, któremu towarzyszy miejscami sporo fluorytu.

Podobnie strefa grejzenizacji na wzgórzu Wyrwak koło wsi Kamień, choć w głównej mierze polegała na skwarcowaniu skał, ma zupełnie inny od drobnoziarnistych kwarcytów sposób wykształcenia.

Również zasadniczo od omawianych kwarcytów różnią się strukturalnie przyjmowane za osadowe kwarcyty z Czerniawy, Zajęcznika, Krobicy i Kwieciszowic, nie mówiąc już o bogatych w łuszczyki i skałenie osadowych, zmetamorfizowanych kwarcytach ze Złotnik Lubańskich.

Co było powodem takiej różnorodności omawianych wkładek kwarcytowych? Prawdopodobnie przyczyny były złożone. Istotną rolę odgrywało nasycenie roztworów i warunki fizyczno-chemiczne procesu skwarcowania. Niewątpliwie jednak istotne znaczenie miał rodzaj skał, które ulegały skwarcowaniu. Opisane w kilku miejscach relikty skał wulkanicznych nasuwają przypuszczenie, że przynajmniej w części strefy skwarcowania nakładały się na strefy występowania skał wulkanicznych. Sposób występowania w formie zgodnych ze stratyfikacją poziomów i szczególne strukturalne wskazywać by mogły na tufowy lub tufitowy charakter tych utworów. Kwaśne skały piroklastyczne, czy w ogóle wulkaniczne, nie byłyby niczym zaskakującym w suprakrustalnej serii, z której rozwinął się kompleks izerski. W odniesieniu do tzw. leptynitów (Kozłowski 1970) istnieją poglądy o ich wulkanicznym pochodzeniu. Podobnie w okolicy Złotnik Lubańskich napotkano skały o składzie kwarcowo-albitowym, które nasuwają pewne skojarzenia strukturalne ze skałami wulkanicznymi lub żyłowymi. Nie wykluczone, że fakt skwarcowania umożliwił właśnie zachowanie struktur wulkanicznych nawet w warunkach poważnej przebudowy metamorficznej. Domyślać się można, że proces formowania omawianych skał był wieloetapowy i że istnieje kilka generacji skał kwarcowych, z których najmłodsze należały do żył mlecznego kwarcu. Autor (W. Smulikowski 1966, 1969) omówił już dawniej możliwość ewolucji takich „trudnych do interpretacji utworów poligenicznych”.

Mówiąc o ewentualnych kwaśnych wulkanitach w obrębie kompleksu izerskiego warto wspomnieć, że w staropaleozoicznej serii kaczawskiej znane są skały o podobnym charakterze. We wschodniej części zbadane i określone zostały jako keratofiry (Ansielski 1954).

W kamieniołomie 2 km na N od centrum Lubania w złupkowanych kwarcytach istnieją partie zsylikowanych, fluidal-

nych, kwaśnych skał wulkanicznych (Berg *et al.* 1935). Są to wyraźnie porfirowe skały o automorficznych fenokryształach kwarcu i albitu, z gruboszachownicowym typem wykształcenia. Tło skalne składa się z bezkształtnych kryształów kwarcu i skalenia, zapewne w większości albitu i serycytu. Być może znajduje się tam także nieco skalenia potasowego. Niektóre fenokryształy mają otoczkę rekrystalizującego kwarcu o tej samej orientacji co cały kryształ. Niekiedy w słupkowych feno-

kryształach zachowało się nieco skalenia potasowego, główna zaś masę wypełniają albit i kwarc.

Niejednokrotnie wspomniane podobieństwo serii kaczawskiej do suprakrustalnych relików serii izerskiej potwierdza się jeszcze raz także i w obecności kwaśnych skał wulkanicznych.

ROZDZIAŁ III

SKAŁY GRANITOIDOWE KOMPLEKSU IZERSKIEGO I WSCHODNICH ŁUŻYC

UWAGI WSTĘPNE

Północna okrywa granitu Karkonoszy i znajdująca się na wschód od Nysy Łużyckiej część masywu łużyckiego, będące przedmiotem niniejszej pracy, są w ogromnej większości zbudowane ze skał o składzie granitoidów (w rozumieniu K. Smulikowskiego 1958). Przeważnie są to skały o teksturach kierunkowych, a zatem gnejsy. Występują tu skały pochodzenia suprakrustalnego, takie jakie opisano w poprzednim rozdziale: łupki łuszczkowe, amfibolity i kwarcyty, stanowiące na powierzchni zapewne mniej niż 10% całości.

Skały granitoidowe omawianego obszaru były przedmiotem licznych badań, szczególnie na obszarze masywu łużyckiego. Dla granitoidów i gnejsów na obszarze polskim podstawową jest praca M. Kozłowskiej-Koch (1965). Znaczenie uzupełniające mają prace K. Smulikowskiego (1958), M. Borkowskiej (1959) oraz J. i M. Szalamachów (1966, 1968a, b). Obszar w okolicach Frydlandu na terytorium Czechosłowacji objął badaniami K. Domečka, którego pracy autor jeszcze nie uzyskał. Autor dysponował zbiorami próbek i cienkich płytek M. Kozłowskiej-Koch. Opracował ponadto ponad 250 cienkich płytek granitoidów i gnejsów ze zbiorów własnych, starając się uzupełnić istniejący materiał przede wszystkim pod względem pokrycia badaniami większego obszaru. W tym celu wykorzystano także materiały z wierceń w pobliżu Mirska.

Kilkaset płytek cienkich gnejsów ze stref bezpośrednio przy kontaktach z łupkami zbadano i opisano w rozdziale I i II.

Badania kompleksu tak rozległego i różnorodnego pod względem struktur i tekstur, a monotonnego pod względem składu, nastęrczały liczne trudności, w szczególności dotyczące doboru kryteriów podziału skał granitoidowych tego obszaru. Oto najważniejsze z tych kryteriów:

I. Skład mineralny:

- 1) proporcje głównych składników (kwarc, plagioklaz, skałen potasowy, łuszczki),
- 2) zawartość względna minerałów ciemnych, przede wszystkim biotyty („colour index”),
 - a) hololeukokratyczne (pierwotnie jasne lub wtórnie zleukokratyzowane),
 - b) jasne,
 - c) ciemne (barwa najczęściej pochodzi od

biotytu, ale zdarzają się też ciemnoszare skalenia, serycyt i muskowitz),

- 3) stopień albityzacji mikroklinu (z procesem albityzacji najczęściej wiązać należy pertyty),
- 4) stopień muskowitzacji lub chlorytyzacji biotyty,
- 5) skład plagioklazu,
- 6) zestaw minerałów akcesorycznych.

II. Tekstura:

- 1) bezkierunkowe,
- 2) ukierunkowane deformacyjnie,
- 3) kierunkowość reliktowa odziedziczona po łupkach, które uległy granityzacji.

III. Struktura:

- 1) grubość ziarna,
- 2) proporcje wielkości ziarn (porfirowe, porfirowate),
- 3) stopień automorfizmu minerałów, głównie skałen,
- 4) sposób zazębienia ziarn i wzajemnego zastępowania składników.

Wymienione kryteria w odniesieniu do omawianego kompleksu granitoidów nie dają możliwości wyraźnych, ostrych podziałów i pozwalają jedynie na uchwycenie pewnych ogólnych tendencji różnicowania. Istnieją wielorakie przejścia pod względem większości wymienionych cech. Szczególnie jest to jaskrawe pod względem składu mineralnego. Figura 12 ilustruje, jak słabo pod tym względem różnicują się omawiane granitoidy. Trudności klasyfikacyjne pogłębiają liczne zmiany wtórne, nie zawsze dające się sprecyzować. Najważniejsze z nich to: serycytyzacja plagioklazu, przekształcanie serycytu w muskowitz, albityzacja skalenia potasowego, zmiana składu plagioklazów w kierunku ogniów kwaśnych — najczęściej albitu, chlorytyzacja i muskowitzacja biotyty.

Przy niemożności stosowania ścisłych kryteriów składu mineralnego, pozostają żmudne porównawcze studia strukturalne i teksturalne, obciążone zawsze pewną subiektywnością oceny.

Okazuje się, że terenowe obserwacje megaskopowe, sumujące cechy strukturalne, teksturalne i barwy, w połączeniu z możliwością śledzenia obszarów występowania pewnych odmian, są najlepszym, choć jakże niedoskonałym narzędziem podziału granitoidów łużycko-izerskich.

Ze względu na płynność kryteriów podziału brak jednolitego obrazu kartograficznego całego obszaru. Pewne wartościowe próby J. i M. Szałamachów (1966, 1968b) wyznaczają tylko najogólniejsze tendencje i w wielu szczegółach dalekie są od precyzji.

Na obszarze ograniczonym od zachodu Nysą Łużycką, od południa i południowego wschodu waryscyjskim granitem Karkonoszy, a od północy i północnego wschodu serią osadową łużycko-kaczawską, wyróżnić można w najgrubszym zarysie następujące, wymienione w tabeli 2, rodzaje skał o składzie granitoidów.

Ze sposobu występowania różnych odmian, szczególnie w północnej części, wynika południkowy podział kompleksu granitoidowego: na wschodzie —

gnejsy jasne i granity, w części środkowej ząbwiącające się gnejsy granodiorytowe (ciemne) i jasne, na zachodzie w części północnej — granodioryty, a w części południowej — granity (rumburskie). Podział równoleżnikowy narzucony jest przez występowanie w kompleksie gnejsowym wkładek pasm łupkowych, a przede wszystkim pasma złotnickiego i pasma Wojcieszycy — Lazně-Libverda. Gnejsy granodiorytowe występują tylko na N i W od pasma złotnickiego. Między pasmem złotnickim a pasmem Wojcieszycy — Lazně-Libverda jasne gnejsy i granity wykształcone są w sposób dość jednostajny. Ku zachodowi przechodzą w granit rumburski. Z powodu pewnej odmienności, spowodowanej w znacznej mierze bliskością granitu Karkonoszy, zasługuje na wyróżnienie

Tabela 2

Podział skał granitoidowych kompleksu izerskiego i wschodnich Łużyc

Tekstura	Skały		Barwa	
	hololeukokratyczne	jasna	ciemna	
bezkierunkowa	Leukogranity — występują w postaci drobnych ciał w różnych miejscach, głównie po południowej stronie pasma łupkowego Wojcieszycy — Lazně-Libverda oraz pasma złotnickiego, opisanego w rozdziale II. Do nich zaliczyć można także granit muskowitzowy z Olesznej Podgórskiej i Platerówki (rozdział I).	Granity — we wschodniej i południowej części kompleksu występują w formie dużych soczewek wśród gnejsów. Na zachodzie, czyli już na obszarze wschodnich Łużyc, tworzą większą masę paralizowaną z masą granitową okolicy miejscowości Rumburk. Dlatego wielu autorów dla wszystkich granitów używa nazwy „ granity rumburskie ”. Inni autorzy, przez analogię do gnejsów izerskich, występujące na wschodzie granity nazywają „ granitami izerskimi ”. Ponieważ istnieje potrzeba odróżnienia tych granitów od młodszych granitów Karkonoszy, obie nazwy wydają się na równi uzasadnione chociaż nie najszcześliwsze, a uzyskały obywatelstwo dzięki tradycji. Rozróżnianie między granitami występującymi na wschodzie i na zachodzie ze względu na znaczne podobieństwo tych skał polega głównie na sposobie geologicznego występowania.	Granodioryty — występują m.in. w NW części omawianego kompleksu w Zgorzelcu i Zawidowie. Zwane wschodniołużyckimi lub zawidowskimi. Występują na znacznych obszarach we wschodniej części masywu łużyckiego.	
kierunkowa	Gnejsy leukokratyczne — terytorialnie i genetycznie wiążą się z leukogranitami. Występują częściowo we wschodniej części kompleksu.	Gnejsy jasne — występują jako główny rodzaj skały we wschodniej i południowej części kompleksu. Są to znacznie zróżnicowane skały, do których należą zarówno deformacyjnie ukierunkowane granity, jak i skały, których kierunkowość odziedziczona jest po zgranitowanych łupkach łyszczykowych.	Gnejsy granodiorytowe lub tzw. ciemne gnejsy Leśnej występują w środkowej części północnej strefy omawianego kompleksu, ząbwiącając się z jasnymi odmianami gnejsów, choć trudno sprecyzować ściśle granice między tymi odmianami. Ku zachodowi gnejsy granodiorytowe przechodzą w bezkierunkowe granodioryty wschodniołużyckie.	

obszar gnejsów jasnych i granitów na południe od pasma Wojcieszycze — Lazně-Libverda, ograniczony od południa, południowego zachodu i południowego wschodu hornfelsami i granitem Karkonoszy.

Wiele informacji dotyczących gnejsów i granitów, szczególnie ze stref przykontaktowych z łupkami, podano w poprzednich rozdziałach i tylko niektóre z nich mogą być powtórzone w niniejszym rozdziale. Również obszerna i bogata w szczegółowe opisy praca M. Kozłowskiej-Koch (1965) będzie cytowana tylko w swoich najważniejszych тезach, bez powtarzania szczegółów opisów. Niżej zamieszczona będzie próba charakterystyki pewnych regionów występowania skał granitoidowych.

W pracy niniejszej zrezygnowano z dość rozpowszechnionego terminu granitognejsy, ponieważ w praktyce geologicznej określano tym terminem na Pogórzu Izerskim niemal wszystkie występujące tu rodzaje skał granitoidowych — od granitów izerskich poprzez jasne gnejsy do ciemnych gnejsów granodiorytowych. Termin ten warto by może zachować dla kierunkowych skał o składzie granitów zwyczajnych, alkalicznych i monzonitowych, a zatem dla dużej grupy skał wchodzących w skład gnejsów określonych w tej pracy mianem jasnych, lecz zła tradycja jego używania skłania autora do wyłączenia go całkowicie ze słownika pracy.

W odniesieniu od granitoidów i gnejsów przyjęto następujący schemat szacunkowego określania przeciętnego ziarna:

ziarno	drobne	< 2 mm
	średnie	2— 5 mm
	grube	5—20 mm
	bardzo grube	> 20 mm

GRANITY I JASNE GNEJSY WSCHODNIEJ I POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI KOMPLEKSU

(Okolice: Jeleniej Góry, Siedlęcina, Wrzeszczyna, Pilchowice, Maciejowca, Rybnicy, Barcinka, Starej Kamienicy — część wschodnia, Pasiecznika, Wojciechowa, Mielecic, Chmielenia, Mirska, Proszówki, Giebułtowa — część północna Kopańca, Kromnowa, okolice góry Jelenie Skały, Kamienicy — część południowa Izerskiego Stogu, oraz okolic Świeradowa, Posady, Działoszyna, Wyszkowa, Wigancic i Zatonia — część południowo-zachodnia).

Na wymienionym obszarze największe nagromadzenie odsłoneń naturalnych znajduje się we wschodniej części, w trójkącie Jelenia Góra — Pilchowice — Stara Kamienica. Dlatego ten obszar został zbadany nieporównanie dokładniej od innych. Wśród jasnych gnejsów granity występują w formie dużych soczewek. Analizując wykonane przez siebie zdjęcie geologiczne J. Szalamacha (1966) określa taką strukturę jako „megabudinażową”.

J. i M. Szalamachowie (1966, 1968a) wyróżniają szereg teksturalnych odmian gnejsów, jak: „cienko aminowane” i „częściowo słojuowo-oczkowe”, „drobnoziarniste”, „słojuowo-oczkowe”, „drobnoziarniste

z plastrowymi skupieniami biotyty”, „cienko lamowane i drobnooczkowe”. Takie wydzielenia wprowadzane są dla potrzeb kartograficznych, by monotonną masę gnejsową rozbić na dające się w terenie odróżnić części, lecz nie kryją się za nimi poważniejsze różnice mineralogiczne i genetyczne. Poszczególne odmiany mogą przekładać się ze sobą w skali kilku metrów, a nawet kilkunastu lub kilkudziesięciu centymetrów, kartograficznie zaś z wielkim trudem dadzą się uchwycić tylko większe obszary z przewagą określonego typu.

M. Kozłowska-Koch (1965) wybrała większe i dobrze dostępne odsłoneńca lub grupy odsłoneńca, bardzo drobiazgowo opisała występujące tam skały, nie poświęcając wiele uwagi regionalnemu rozprzestrzenieniu opisanych odmian.

Szczegółowego opisu granitów z przelomu Bobru między Jelenią Górą a Siedlęcinem dostarcza M. Kozłowska-Koch (1965, p. 136). Składają się one z megaskopowo niebieskawego kwarcu, białych oligoklazów i różowawych, jasnoszarych lub białych mikroklonów, biotyty i muskowitu. Są to skały bezkierunkowe grubo- lub bardzo gruboziarniste, a tylko pewne strefy wśród nich tworzą średnioziarniste gnejsy. Autorka opisuje wiele subtelności strukturalnych, z których wynika, że kwarc, plagioklaz i skałki potasowe mają przynajmniej po dwie różnowiekowe generacje. W towarzyszących granitom gnejsach autorka rozpoznawała relikty skał osadowych, hornfelsów, amfibolitów i blastomylonitów.

Typ gruboziarnistego lub bardzo gruboziarnistego, nierzadko porfirowatego granitu, reprezentowanego w przelomie siedleńskim, stanowi podstawowy, najbardziej rozpowszechniony rodzaj granitu izerskiego. Większość wielkich soczewek granitowych zamkniętych wśród gnejsów i określanych przez J. Szalamachę (1966) mianem „megaboudin” zbudowana jest z tej odmiany. Z ważniejszych wystąpień wymienić należy: północne okolice Siedlęcina (opisane pokrótce w rozdziale I), wzgórze Stanek zwane także „Mostkiem Kapitańskim” przy ujściu rzeki Kamienicy do Bobru, okolice wsi Maciejowice, Barcinek, Siedlecin Górny, Rybnica i inne. Również na południe od pasma łupkowego Wojcieszycze — Lazně-Libverda podobne granity są dość rozpowszechnione, przede wszystkim w rejonie Sępiej Góry koło Świeradowa, Jelenich Skał koło Przeczniczy, Kowalówki i Przedniej Kopy.

Do opisanego typu granitów należą też granity rumburskie występujące na obszarze na wschód od Nysy Łużyckiej w Posadzie, Działoszynie, Wyszkwowie, Wigancicach i Zatoniu. Z tego obszaru pochodzą opisy skał granitowych H. Eberta (1937), M. Borkowskiej (1959) oraz M. Kozłowskiej-Koch (1965). Ta ostatnia słusznie podkreśla ogromne podobieństwo granitów rumburskich z nad Nysy do granitów okolic Siedlęcina i Chmielenia. Podobieństwo to obejmuje niemal wszystkie szczegóły petrograficzne, cechy składu, struktury, a nawet wtórnych przeobrażeń, np. muskowityzację biotyty i albityzację mikroklonu i jest tak daleko posunięte, że można mówić o tożsamości granitów wschodnich (izerskich) i zachodnich (rumburskich).

Granity rumburskie specjalnie w okolicy Wigancic obfitują w pinit. Mineral ten zresztą w znacznej ilości występuje także w granicie w okolicy miejscowości Chmielen i w innych granitach na wschodzie. Na podstawie obecności pokordierytowego pinitu M. Borkowska (1959) przypuszcza, że granit rumburski jest produktem zgranityzowania hornfelsów

granodiorytu zawidowskiego. G. Möbus (1959) uważa granity rumburskie za starsze od granodiorytu wschodniołużyckiego (zawidowskiego).

Na południowym krańcu wsi Bratków, w pobliżu zniszczonej drogi idącej ku zachodowi do północnej części wsi Posada, po jej południowej stronie, znajdują się dwa niewielkie stare łomy jasnego granitu bez wątplenia należące do granitu rumburskiego. Jest to skała gruboziarnista, niemal zupełnie pozbawiona minerałów ciemnych. Nieliczny biotyt prawie w całości zastąpiony jest przez muskowitz z pigmentem tlenków Fe i Ti. Obficie występuje grubo- i bardzo grubopertytowy mikroklin. Plagioklasy są tylko nieco zserycytizowane. Około 250 m na północ w skarpie oraz na szczycie płaskiego wzgórza po zachodniej stronie wsi Bratków występują typowe granodioryty wschodniołużyckie. Są to skały dość bogate w biotyt, ubogie w skałki potasowe, o silnie zserycytizowanych plagioklazach, często zawierające krupczasty pigment klinozoizytu. Choć megaskopowe rozpoznanie w zwietrzałym materiale granodiorytów i granitów mogłoby nastręczać pewne trudności, studium mikroskopowe pozwala rozróżnić te skały bez żadnych wątpliwości. Bezpośrednia granica między granitami a granodiorytami przebiega w lekkim obniżeniu w rejonie wspomnianej drogi, nieco na południe od niej. Prowadzone prace ziemne do głębokości 3 m nie przebiły zwietrzliny z blokami, lecz istnieje uzasadniona nadzieja uzyskania skały *in situ* na niewiele większej głębokości. Jest to, zdaniem autora, jedyne miejsce na wschód od Nysy z perspektywą odsonięcia bezpośredniego kontaktu granodiorytów i granitów, lecz wymaga większych prac ziemnych niż mógł prowadzić autor.

Rejon pograniczny granitów i granodiorytów bogaty jest w bloki jasnoszarych, drobnoziarnistych skał aplitowych o składzie: kwarc, drobnopertytowy skałki potasowy, plagioklaz (na pograniczu albitu i oligoklaz), zawierających niewielką przeważnie ilość muskowitzu i sporadyczne strzępy biotyty. Wielkość ziarna wynosi przeważnie około 1 mm, może dochodzić do 3 mm. Krysztaly w ogromnej większości są ksenomorficzne. Niektóre odmiany wykazują dobrze wykształcone przerosty mikropegmatytowe. W jednym z bloków napotkano biały i szarawy granit pismowy, kilkucentymetrowe krysztaly skalenia przetkane są widocznymi megaskopowo pismowymi przerostami kwarcu. Takie same skały aplitowe spotyka się w granodiorytach dalej ku północy w formie żył o grubości od 10 cm do 1,5 m, szczególnie dobrze odsonięte w przepokopie na S od wsi Krzewina.

Tego rodzaju jasne dyferencjaty, obficie nagromadzone w rejonie kontaktu granitów i granodiorytów koło Bratkowa i penetrujące granodioryt dalej od kontaktu, wydaje się słusznie wiązać z granitem rumburskim. Leukokratyczność, wielka obfitość skalenia potasowego, sposób wykształcenia minerałów — wszystko to wskazywać może, że granit rumburski, intrudujący w istniejące uprzednio granodioryty, dostarczył omawianych skał żyłowych lub skał typu jasnej facji brzeżnej.

Obok argumentów M. Borkowskiej (1959) byłaby to dalsza wskazówka, że, wbrew opinii G. Möbusa z 1959 r., granit rumburski jest młodszy od granodiorytu wschodniołużyckiego, zwanego zawidowskim.

Granity izerskie z Chmielenia (Kozłowska-Koch 1965, p. 161) są najczęściej bezkierunkowe, porfirowe lub porfirowate o fenokryształach na ogół do 1,5 cm dla kwarcu i plagioklaz, a do 3 cm dla mikroklinu. Plagioklaz ma zmienny skład od 4 do 32% An. Dobrze zachowany biotyt i muskowitz obecne są w sporej ilości. Podkreślić trzeba, że taki typ granitu w okolicy wsi Chmieleni zajmuje raczej niewielki obszar. Liczne odkrywki wzdłuż toru kolejowego zbudowane są w znacznym procencie z równo- i gruboziarnistych odmian bezkierunkowych lub słabokierunkowanych granitów, przelożonych strefami grubości zwykle kilku metrów soczewkowych i laminowanych gnejsów, pochodzących, jak się wydaje, z mechanicznego, de-

formacyjnego ukierunkowania połączonego z rekryształacją uprzednio bezkierunkowych granitów.

Porfirowy typ granitów opisany przez M. Kozłowską-Koch z Chmielenia występuje w wysokich odkrywkach 200—300 m w dół rzeki od zwałonego mostu w *Wrzeszczynie* na prawym brzegu Bobru.

Podobnie jak w Chmieleniu, najczęstsze fenokryształy to drobne kwarc i czasem automorficzne plagioklasy, zaś skałki potasowe zawarty jest przede wszystkim w tle skalnym, choć tworzy czasem wydłużone listewki. I tu podobnie jak w Chmieleniu zwracają uwagę bezkształtne, reliktywne ziarna granatu (pl. V, fot. 6). Do tej samej porfirowej, choć w szczegółach petrograficznych nieco innej odmiany, należą *porfirowe granity z rejonu na NE od szczytu góry Jelenie Skały* (782,7 m). Opisane przez M. Kozłowską-Koch (1965, p. 174) gruboziarniste i porfirowate granity pochodzą ze zgrupowania dużych odkrywek pod nazwą Jelenie Skała, znajdujących się na NW od szczytu góry o nazwie Jelenie Skały (mapa 1 : 100 000, 1947 r.). W rejonie na północny wschód od szczytu w dość wąskiej strefie ciągną się prawdziwe porfirowe skały o składzie granitu. W drobnoziarnistym tle złożonym często z listewkowego skalenia potasowego, kwarcu i plagioklaz znajdują się ponad centymetrowe automorficzne fenokryształy pertytowego mikroklinu, okrągławe ziarna kwarcu i rzadziej też częściowo automorficzne fenokryształy plagioklaz. Obok tego obserwować można strefę, jak się wydaje, wtórnej leukokratyzacji, gdzie strukturalnie podobne skały pozbawione są niemal całkowicie minerałów ciemnych, a skałki potasowe w wysokim stopniu zastąpiony został albitem szachownicowym. Sporó szczegółów petrograficznych dostarczają opisy tych skał wykonane przez K. Kozłowskiego (1970).

Do tej samej grupy granitów porfirowych, o drobnoziarnistym tle, zaliczyć należy zapewne skały tworzące wierzchołkową część góry Izerski Stóg. Uchwytą kierunkowości tekstury pozwoliłaby zaliczyć te skały do gnejsów, dość istotne analogie strukturalne łączą je jednak z porfirowymi granitami typu Chmielenia, Wrzeszczyna i północno-wschodnich Jelenich Skał. Są to skały o tle równo- i drobnoziarnistym złożonym z kwarcu, mikroklinu i plagioklaz o składzie albitu, przy czym tylko ten ostatni daje czasem częściowo automorficzne krysztaly. Sporó muskowitzu i biotyty w formie skupień wyznaczają słabą kierunkowość tekstury.

W takim tle tkwią z rzadka okrągławe fenokryształy kwarcu i skalenia potasowego. Są one często ułożone wydłużeniem zgodnie z usytuowaniem większości blaszek biotyty i czasem słabo wyoczkowane.

Spodziewać się można, że granit typu porfirowego przeszedł przez fazę kierunkowych deformacji, a następnie gruntownie przekryształizował. Można uznać za prawdopodobne, że ostatnia faza rekryształizacji nastąpiła w związku z oddziaływaniem intruzji granitu Karkonoszy (kontakt z granitem znajduje się około 1 km na południe).

Porfirowe granity z Chmielnika, Wrzeszczyna, Jelenich Skał i Izerskiego Stogu wyodrębniają się wyraźnie pod względem strukturalnym od pozostałych granitów. Są to skały występujące w stosunkowo nielicznych miejscach i w niewielkich masach, z reguły towarzyszące gruboziarnistym i porfirowatym granitom, z którymi łączą je przeważnie stopniowe przejścia.

Drobnoziarnistość tła i porfirowatość tych skał, wybitna skłonność do automorfizmu plagioklazów, a niekiedy także i skaleni potasowych, normalna budowa pasowa plagioklazów, drobnopismowe przerosty, czerwonobrunatny — zapewne silnie tytanowy biotyt z silnymi polami pleochroicznymi — brak wkładek i reliktywów skał suprakrystalnych, to zespół podstawowych cech stawiających te skały najbliższe granitom kryształizujących ze stopu.

Z drugiej strony obecność pinitowych pseudomorfoz po kordierycie i granatów wskazuje na znaczną

kontaminację granitu materiałem pochodzenia osadowego. Zdawać by się mogło, że mamy tu do czynienia z brzezną facją intruzywnego granitu.

Powyższe stwierdzenia w odniesieniu do granitów Chmielenia, Wrzeszczyna i Jelenich Skał nie mają oczywiście oznaczać, że w opinii autora wszystkie granity izerskie mają intruzywny charakter. M. Kozłowska-Koch (1965) części granitów skłonna jest przypisywać metamorficzne — granitazyjne pochodzenie, a J. Szałamacha (1966 i inne publikacje), posuwając się do skrajności, uważa wszystkie granity za powstałe w ten sposób. W opinii autora nawet M. Kozłowska-Koch nieco przecenia udział takich metamorficznych granitów w kompleksie izerskim. Dla uniknięcia nieporozumień trzeba podkreślić, że chodzi o to, jak powstała główna masa macierzystej skały. Znaczące zmiany metamorficzne i metasomatyczne następujące w kilku kolejnych fazach mogły się nakładać na materiał różnego pochodzenia i w żadnym przypadku nie ulegają wątpliwości.

Do granitów, którym M. Kozłowska-Koch (*op. cit.*) skłonna jest przypisywać powstanie wskutek zaawansowanej feldspatyzacji łupków, należy granit z odkrywki przy zwałonym moście na prawym brzegu Bobru we Wrzeszczynie. Argumentem, który przekonuje autorkę o takiej genezie jest obecność wkładek zbiotytowanych amfibolitów. To samo, z tej samej przyczyny należałoby sądzić o granicie z północnego przyczółka zapory w Pilchowicach. Znalezienie wkładek amfibolitów spowodowało uznanie granitów i gnejsów Świeradowa za powstałe z osadowej serii łupkowej w wyniku granitazyacji. Tę samą genezę trzeba by przypisać jasnym gnejsom, a właściwie granitom na południe od Leśnej.

Te ostatnie, to skały bardzo ubogie w minerały ciemne. M. Kozłowska-Koch (1965) skłonna jest uważać je za zbliżone do leukogranitów. Znaczna ilość mikroklinu wykazuje pertyty o budowie szachownicowej. Ukierunkowanie, przeważnie słabe, tylko w niektórych strefach wyraźniejsze, wywołane zostało przez niezabliźnione lub słabo zabliźnione sztywne deformacje. Z przecięcia dwóch powierzchni niewyraźnego zgnejsowania wynika widoczna miejscami lineacja. U wylotu drugiej na wschód od szosy starej sztolni nad potokiem, 1 km na SE od Leśnej, występuje około 0,5—1 m silnie tektonicznie wyprasowana wkładka łupku serycytowo-biotytowo-kwarcowego bogatego w leukoksen, z gniazdami mętnego skalenia potasowego, pozbawiona plagioklastu, o trudnym do sprecyzowania pochodzeniu. W odniesieniu do jasnych gnejsów Leśnej cytowana autorka skłania się do poglądu, że są one granitami rumburskimi deformacyjnie lekko ukierunkowanymi.

Wyłania się przy tej okazji bardzo istotne dla geologii kompleksu izerskiego zagadnienie, czy istnienie w granitach lub gnejsach wkładek łupków łyżczykowych, chlorytowych lub amfibolitów przesądza o powstaniu tych gnejsów w procesie granitazyacji serii łupkowej? Jeśli omawiane łupki układają się w system równoległych wkładek, a skały gnejsowe i granitowe wykazują zmienność składu lub struktury — stratyfikację — zgodnie z tym samym kierunkiem, jeśli, jak to często ma miejsce, ukierunkowanie to jest zgodne ze stratyfikacją kompleksu w wielkiej skali (pasma łupkowe) i jeśli do tego istnieje przejściowość od skał łupkowych do gnejsów i gnejsów do

granitów, hipoteza o powstaniu tych ostatnich w procesie granitazyacji wydaje się uzasadniona. Sporadyczne jednak wkładki amfibolitów w monotonnej masie granitowej mogły przecież być zasadowymi żyłami w intruzywnym ciele granitowym.

Gnejsy jasne. Poważna część granitów wykazuje bardzo słabe ukierunkowanie tekstury. Najczęściej skupienia minerałów blaszkowych wykazują pewne spłaszczenia lub linijne wyciągnięcie. Skały takie wyznaczają pierwsze stadium przejściowe od granitów do gnejsów i występują przeważnie w określonych strefach. Natura takiego ukierunkowania może być dwojaka: albo ukierunkowany został pierwotnie bezkierunkowy granit, albo też granit taki rozwinął się w wyniku różnych etapów krystalizacji i rekrystalizacji z jakiejś skały o teksturze kierunkowej i po niej odziedziczył kierunkowość. Wbrew przypuszczeniom często nawet dokładne studium mikroskopowe nie może dostarczyć przekonujących informacji o genezie kierunkowości tekstury. Zawsze trzeba się liczyć z możliwością nakładania się na siebie obu zjawisk i sytuacja taka wielokrotnie daje się obserwować.

Za typowy profil dla wschodniego obszaru gnejsów uznać można dolinę Kamienicy. W połączeniu z odkrywkami nad Jeziorem Pilchowickim istnieje niezłe odsłonięty profil o ogólnym kierunku NE-SW. Od Pilchowic do Starej Kamienicy liczy on około 9 km i jest w przybliżeniu prostopadły do stratyfikacji całego kompleksu. Największe łuki w odsłonięciach są na odcinku miejscowości Barcinek, Stara Kamienica i między nimi, choć i tam znajdują się pojedyncze odkrywki.

Na południowy zachód od gruboziarnistych granitów w rejonie ujścia Kamienicy do Bobru, w których autor (W. Smulikowski 1966a) opisał sferyczne splekania o niewyjaśnionej genezie, występują przekładające się nawzajem gnejsy oczkowe, soczewkowe i laminowane, z partiami bezkierunkowych granitów. Proporcje między poszczególnymi rodzajami skał zmieniają się od miejsca do miejsca. Wśród takich skał, a także wśród prawie bezkierunkowych granitów obecne są z reguły cienie, o grubości 1 m a często mniej, wkładki przeważnie słabo kierunkowych lub bezkierunkowych skał równoziarnistych o ziarnie około 0,5 mm, o tym samym składzie mineralnym co gnejsy i granity, a stanowiących ich odmianę strukturalną. Ośmiokrotnie w omawianym profilu między ujściem Kamienicy a Barcinkiem obserwowano wkładki amfibolitów, łupków amfibolowych z biotytem i chlorytem, a także łupków biotytowych i chlorytowych. Skałom tym towarzyszą z reguły gnejsy bogatsze od przeciętnych w minerały ciemne — biotyt i chloryt. Często są to gnejsy bez mikroklinu. Ten ostatni bywa zastąpiony przez albit szachownicowy, lecz miejscami nie było go zapewne nigdy w skale. Niektóre gnejsy zawierają pasma minerałów ciemnych — biotyty i czasem towarzyszącego mu amfibolu — identyczne jak główna masa w sąsiadującym amfibolicie. Wszystko wskazuje na to, że takie gnejsy rozwinęły się ze zbliżonych do amfibolitów skał w wyniku wzbogacenia w składniki jasne.

Dalej od amfibolitu gnejsy albitowe przechodzą w normalne gnejsy mikroklinowe, soczewkowe lub laminowane. Takie przyamfibolitowe partie gnejsowe w wysokim stopniu przypominają tzw. „gnejsy przejściowe” ze strefy granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską. Podobne partie „przejściowych” gnejsów obserwować można także w miejscach pozbawionych wkładek amfibolitów lub łupków biotytowych.

Wśród innych odmian gnejsów warto wymienić jasne leukokratyczne partie. W omawianym profilu tworzą one zupełnie niewielkie wkładki.

Jeśli, jak wspomniano, na odcinku około 4 km profilu obserwowano 8 odsłoniętych wkładek amfibolitów i łupków biotyto-chlorytowych, to przy istniejącym stanie odsłonięcia oznacza, że zagęszczenie tych skał jest dość znaczne i można mówić o całym systemie wkładek równoległych do ułożenia różnych odmian gnejsów. Zdaje się wysoce prawdopodobne, że jest to relikty stratyfikacji odziedziczony po kompleksie osadowym, który uległ granityzacji.

Podobnie do niektórych partii profilu Kamienicy przedstawiają się wspomniane w poprzednim rozdziale skały z otworu wiertniczego usytuowanego w okolicy Giebułtowa, tj. ponad 20 km dalej na zachód.

W profilu wiercenia, wykonanego około 1 km na zachód od zamku Gryf w pobliżu wsi Proszówka, o głębokości 250 m, większość skał to jasne granity gruboziarniste i gnejsy, przeważnie chyba pochodzące z deformacyjnego ukierunkowania takich granitów. Wśród nich 16-krotnie występują wkładki amfibolitów, łupków amfibolowo-biotytowych lub amfibolowo-chlorytowych, a często chlorytowych. W pewnych strefach — niezbyt licznych — występują białe, pozbawione minerałów ciemnych leukogranity, o skaleniu potasowym całkowicie zastąpionym przez albit szachownicowy. Granity i gnejsy nie zawierają biotyty, a tylko rzadko chloryt wraz z przeważającym muskowitem. Bliskość dyslokacji o kierunku WSW-ENE spowodowała liczne deformacje kataklastyczne i mylonityczne w gnejsach. Temu należy też przypisać obecność kalcytu i gdzieniedzie fluorytu.

Można, jak się zdaje, uznać za udowodnione, że większość gnejsów w profilu rzeki Kamienicy, a zapewne i w całym kompleksie, szczególnie tych o wyraźnej stratygrafii, zawierających odmiany „prześciowe” i wkładki łupków biotyto- i amfibolitów, rozwinęła się ze skał suprakrystalnych głównie osadowego pochodzenia w wyniku procesu granityzacji, choć w szczegółach trudno ten proces zdefiniować.

LEUKOGRANITY I GNEJSY LEUKOKRATYCZNE

Skały te omówiono w poprzednim rozdziale ze względu na ich sposób występowania. Występują one bowiem przeważnie w towarzystwie z wkładkami skał suprakrystalnych, zawartymi w gnejsach kompleksu izerskiego.

W niniejszym rozdziale powtórzone będą jedynie najważniejsze ogólne informacje dotyczące tych charakterystycznych i ciekawych genetycznie skał. Systematyczne, szczegółowe studium leukogranitów zawiera praca K. Kozłowskiego (1970).

Skały te występują głównie w formie niewielkich mas po południowej stronie pasma łupkowego Wojcieszycy — Lazně-Libverda, po południowej stronie złotnickiego pasma łupkowego, po północnej stronie łupków i amfibolitów w okolicy miejscowości Kamień (na S od Mirska) oraz w formie drobnych stref wśród gnejsów w licznych miejscach w obrębie całego niemal kompleksu. Do tej grupy skał ze względu na skrajnie leukokratyczny skład zbliża się też granit muskowitowy z Olesznej Podgórskiej i z Platerówki.

Nazwę „leukogranit” wprowadził K. Smulikowski (1958) dla skrajnie jasnych (hololeukokratycznych), ziarnistych skał, złożonych prawie wyłącznie z kwarcu i skalenia (przeważnie alkalicznego), zastępując nią terminy G. Berga „gnejs pegmatytowy” i „pegmatytowa facja brzeźna”. Odpowiednie składem skały o wyraźnie kierunkowych teksturach nazywane są gnejsami leukokratycznymi.

Skały te uważane są w większości za produkt metasomatycznej przeróbki — leukokratyzacji gnejsów i granitów izerskich (K. Smulikowski 1958). Zdaniem autora niniejszej pracy, należy się liczyć także z obecnością już pierwotnie bardzo jasnych skał tworzących drobne intruzje.

Proces leukokratyzacji w omawianych skałach w znacznej większości przypadków łączył się zapewne z zastąpieniem skalenia potasowego przez albit szachownicowy.

GNEJSY GRANODIORYTOWE I GRANODIORYTY PÓŁNOCNEJ I ZACHODNIEJ CZĘŚCI KOMPLEKSU

(Okolice miejscowości: Oleszna Podgórska, Olszyna Lubańska, Kościelniki Średnie, Leśna, Grabiszycze, Miedziane, Zalipie, Platerówka, Włosień, Zgorzelec, Niedów, Stary Zawidów, Ręczyn, Krzewina, Bratków).

G. Berg wyróżniając na mapach 1 : 25 000 (1925, 1927) gnejsy pod względem teksturalnym, nie różnicował ich pod względem barwy. M. Kozłowska-Koch (1965) porównując ciemne gnejsy na północ od miejscowości Leśna z jasnymi gnejsami czy granitami na południe od Leśnej pierwsza zauważyła znaczne różnice między tymi typami skał.

Jasne granity i gnejsy na południe od Leśnej (opisane poprzednio) całością swoich cech petrograficznych nawiązują do jasnych gnejsów i granitów rozpowszechnionych na całym obszarze Pogórza Izerskiego.

Opisy M. Kozłowskiej-Koch (*op. cit.*) tzw. „ciemnych gnejsów Leśnej” dotyczą przede wszystkim przelomu Kwisy w dół od zapory na odcinku prawie 2 km. Opracowała ona ponadto także gnejsy z okolicy zamku Czochoa znad Jeziora Leśniańskiego oraz z miejscowości Grabiszycze i Miłoszów. Skały te nazwane zostały przez J. i M. Szalamachów (1968b) gnejsami granodiorytowymi. Ze względu na ich bliskie koneksje z granodiorytami wschodniołużyckimi nazwa taka wydaje się właściwa i przyjęta została w niniejszej pracy.

Charakterystyka tej grupy skał, wbrew pozorom istotnej odrębności od głównej masy jasnych gnejsów i granitów, stwarza pewne trudności. Podstawową cechą rozpoznawczą jest ich ciemna barwa i brak szczególnie dużych ziarn. Okazuje się, że na barwę całej skały wpływa w istotny sposób nie tylko zawartość minerałów ciemnych, w tym przypadku wyłącznie biotyty i chlorytu, lecz także megaskopowa barwa skaleni, zawartość serycytu i muskowitu wraz z tlenkami Fe. Ilość minerałów ciemnych, tj. biotyty i po-biotytowego chlorytu, wynosząca w gnejsach granodiorytowych 7—13%, a w granodiorytach 7—12%, jest wprawdzie wyższa od jasnych gnejsów i granitów, jednak zmienna i nie tak wysoka, by mogła stanowić uniwersalną cechę diagnostyczną.

Zawartość skalenia potasowego lub powstającego na jego miejscu albitu szachownicowego jest na ogół niewysoka i jak pozostałe cechy zmienna od miejsca do miejsca. Wynosi dla ciemnych gnejsów 9—19%, dla granodiorytów 8—17%. Plagioklasy zawierają

7—12% An, pierwotnie jednak mogły być bogatsze w Ca, bowiem często zawierają wrostki klinozoiytu. Jest ich w gnejsach 6—38%, a w granodiorytach 34—52%. Wymienione dane liczbowe dotyczące składu mineralnego zaczerpnięte są z pracy M. Kozłowskiej-Koch (1965).

Zarówno ze względu na regionalne rozprzestrzenienie typów skalnych, jak i poważne podobieństwo składu mineralnego, bliskie pokrewieństwo genetyczne gnejsów granodiorytowych i położonych dalej na zachód granodiorytów wschodniołużyckich okolic Zgorzelca i Zawidowa zdaje się nie ulegać wątpliwości. W tym stwierdzeniu zgodni są M. Kozłowska-Koch (1965) i J. i M. Szałamachowie (1968b). Pierwsza autorka uważa jednak, że ciemne gnejsy Leśnej (gnejsy granodiorytowe) stanowią zdeformowane granodioryty zawidowskie (wschodniołużyckie), natomiast zdaniem Szałamachów „gnejsy poprzez skomplikowane przeobrażenia przeszły w granodioryty”. Tak więc kontrowersja istnieje co do kierunku przeobrażeń: czy granodioryty intruzywne uległy ukierunkowaniu w gnejsy granodiorytowe, czy też — jak twierdzą J. i M. Szałamachowie — osadowa seria piaszczysto-szarogłazowa w wyniku metamorfizmu i częściowej anateksis, kataklazy i metasomatozy dostarczyła gnejsów granodiorytowych, a przy silniejszym zaawansowaniu tych procesów — granodiorytów wschodniołużyckich. Zagadnienie to jest w istocie analogiczne do istniejącego podobnego problemu w odniesieniu do jasnych gnejsów i granitów kompleksu izerskiego. Część istotnych dla tej sprawy informacji dotyczących kontaktów granodiorytów i gnejsów granodiorytowych z łupkami i szarogłazami zawarta jest w rozdziale I.

Choć nie ulega wątpliwości, że ciemne gnejsy granodiorytowe stanowią pewną odmienną grupę od większości jasnych gnejsów i granitów i w skrajnych przypadkach odróżnianie od siebie tych rodzajów nie nastręcza wątpliwości, brak możliwości skompletowania zespołu rozpoznawczych kryteriów dających się stosować w różnych odmianach i różnych wystąpieniach. Jak wspomniano na początku rozdziału, istnieją stopniowe, trudno uchwytnie przejścia między różnymi rodzajami skał granodiorytowych, w tym także od gnejsów ciemnych do jasnych.

Objawy silnych sztywnych deformacji katakla stycznych, notowane przez cytowanych autorów, budową znacznej strukturalnej i teksturalnej przebudowy skał, co tym bardziej utrudnia uchwycenie ważnych kryteriów diagnostycznych.

Niżej zamieszczono uwagi dotyczące sposobu występowania najważniejszych minerałów skałotwórczych w gnejsach granodiorytowych i granodiorytach.

Biotyt w skałach o najsłabszych zmianach wtórnych — przeważnie w bezkierunkowych granodiorytach i niektórych gnejsach granodiorytowych — występuje w formie kształtnych, często sporej wielkości blaszek barwy ciemnobrunatnej (w cienkiej płytce) z obwódkami drobnych minerałów tytanowych, dobrze rozwiniętym sagenitem i wrostkami ilmenitu, przeważnie otoczonymi obwódkami tytanitu. W wielu skałach obserwuje się przekształcenie biotyту we wtórne agregaty, zbudowane ze strzępiastych blaszek o jasnych barwach, bez wrostków minerałów tytanowych. Takim agregatom towarzyszą wydzie-

lone tlenki Fe i Ti. Zarówno w granodiorytach, jak i w ciemnych gnejsach obserwuje się chlorytyzację obydwu rodzajów biotyту. Jest to proces, który odbywa się bez zmiany kształtu kryształu. Również wszystkie wrostki, sagenit i obwódki zachowują się w chlorycie. W odróżnieniu od przekształcenia i muskowityzacji biotyту, chlorytyzacja nie jest procesem związanym z głównymi etapami metamorficznej historii skały i być może nawet łączy się z procesami wietrzenia.

Wszystkie zmiany wtórne są silniejsze w strefach ukierunkowania granodiorytów, w gnejsach rozciągających się ku wschodowi oraz w strefie granicznej gnejsów z serią łuzycą i kaczawską.

Plagioklasy. Obecny skład plagioklazów w znacznej przewadze odpowiada albitowi. M. Kozłowska-Koch podaje 7—12% An. Niewątpliwie jednak pierwotnie były one bardziej zasadowe. Wykazują wyraźne skłonności do wykształcenia w formie automorficznych tabliczek, w granodiorytach powszechnie, zaś w gnejsach tylko część ziarn zachowała własne kształty. Z reguły automorfizm wykazują wrostki plagioklazu w porfiroblastach skalenia potasowego. Jest regułą zarówno w granodiorytach, jak i we wszystkich ciemnych gnejsach, że plagioklasy są silnie, często kompletnie zsercytyzowane. To właśnie serycyt powoduje, że plagioklasy mają szarą, czasem ciemnoszarą barwę i że cała skała staje się ciemna. Przy deformacjach serycyt z plagioklazów rozciągnięty zostaje w plastry, mieszając się z rozartymi lyszczkami i często przekształcając w drobny muskowitz. Choć serycytyzacja plagioklazu i wywołana przez nią ciemna megaskopowa barwa skały są obok ilości biotyту jedną z najważniejszych cech rozpoznawczych ciemnych gnejsów, to trzeba oczywiście zdawać sobie sprawę, że jest to cecha zależna tylko w niewielkim stopniu od pierwotnego składu skały, a uzależniona głównie od wtórnych procesów. Serycytyzacja plagioklazu po części może być związana z infiltracją roztworów potasowych, które dostarczyły porfiroblastów skalenia potasowego — choć właśnie plagioklasy graniczące ze skałeniami potasowym wykazują obwódki wolne od serycytu — a częściowo jeszcze młodszymi procesami hydrotermalnymi dostarczającymi adularu. Przykładem działalności tych ostatnich może być pełna serycytyzacja plagioklazów w bezbiotyowym granicie na N od góry Srebnik koło Włosienia. Cały rejon Włosienia i Platerówki, a zwłaszcza partie kontaktowe gnejsów i szarogłazów, są miejscem szczegółowego nasilenia procesów serycytyzacji.

W skałach o słabszym stopniu przeobrażenia — w większości granodiorytów i licznych ciemnych gnejsach, tam gdzie zachował się jeszcze pierwotny ciemny biotyт — wewnątrz zsercytyzowanych plagioklazów obecne są krupczaste skupienia minerału z grupy epidotu, zapewne klinozoiytu. W skałach, gdzie biotyт przekształtuje we wtórny, jaśniejszą odmianę lub ulega muskowityzacji, klinozoiyt znika z plagioklazów, zostaje odprowadzany, następuje odwapnienie skały. Podobnie zresztą niewielkie ilości epidotu zwyczajnego, które mogą pojawiać się w muskowitzie przy podstawienu przez niego biotyту, w ogromnej większości usunięte zostają ze skały. W ciemnych gnejsach sąsiadujących z jasnymi gnejsami, z łupkami czy szarogłazami (okolice miejscowości: Oleszna Podgórska, Olszyna Lubańska, Kościelniki Średnie, Włosień, Platerówka), nie obserwowano nigdy klinozoiytu. Występuje on natomiast w wąskiej strefie dość ciemnego granitu w Maciejowcu i w niektórych jasnych granitach i gnejsach daleko we wschodniej części kompleksu. Nie może to oczywiście oznaczać, że granodioryty sięgają swoim rozprzestrzeniem aż pod Jelenią Górę, a tylko to, że występowały tam skały o bardziej wapniowym plagioklazie niż jego obecny skład.

W wielu odmianach w głębi masy gnejsów granodiorytowych i bezkierunkowych granodiorytów wschodniołużyckich (Leśna, Grabiszycze, Miedziane, Niedów, Krzewina, Stary Zawidów, Bratków) brak klinozoiytu w plagioklazach. Zawsze wtedy biotyт jest przynajmniej w części przeobrażony.

Zawartość klinozoiytu w plagioklazach ciemnych gnejsów i granodiorytów uważana bywa za ważną cechę rozpoznawczą tych skał. Choć uwarunkowana pierwotnym składem plagioklazu, podobnie jak inne wymienione cechy zależy przede wszystkim od nasilenia wtórnych procesów, w tym przypadku powodujących odprowadzenie wapnia ze skały.

Skałen potasowy. W toku niniejszej pracy nie wykonywano żadnych specjalnych badań skałen. We wszystkich gnejsach i granitach i granodiorytach skałotwórczy skałen potasowy

wykazuje kratkę bliźniaczą lub choćby tylko plamiste wygaszanie światła i należy przypuszczać, że jest to mikroklin.

W omawianych skałach mikroklin jest zawsze silnie pertytowy. W obrębie ziarna obserwować można różne proporcje macierzystego ziarna do pertytowo wypierającego go albitu szachownicowego. W granodiorytach mikroklinu jest więcej mikroklinu niż albitu szachownicowego. W większości ciemnych gnejsów, szczególnie położonych w części wschodniej, mikroklin jest całkowicie wyparty przez albit szachownicowy. W strefach pogranicznych między granodiorytami a gnejsami granodiorytowymi (Miedziane, Grabiszyce) stopień albityzacji mikroklinu zmienny jest od miejsca do miejsca w szerokich granicach. Wynika z tego, że kierunkowość tekstury, a zatem deformacje sprzyjają procesowi albityzacji mikroklinu, choćby przez ułatwienie migracji roztworów. Jeśli w jakiejś strefie występują obok siebie gnejsy ciemne i jasne (np. Kościelniki Średnie, to w ciemnych albityzacja mikroklinu jest całkowita, w jasnych tylko częściowa. Jest to reguła sprawdzona wielokrotnie, z której wynika większa łatwość albityzacji mikroklinu, gdy jest go w ogóle mniej.

Gdy w jasnych gnejsach i granitach dochodziło do całkowitej albityzacji mikroklinu, to z reguły łączyło się to z silną leukokratyzacją całej skały i powstawały leukogranity.

W omawianych skałach mikroklin z reguły występuje w formie porfiroblastów oblewających inne minerały — głównie kwarc i plagioklaz — mackowato rozprzestrzenionych w skałe i wnikających intergranularnie. W gnejsach oczkowych takie wykształcenie jest szczególnie wyraźne. W granodiorytach ziarno jest bardziej wyrównane. Jak już wspomniano, wrostki plagioklazów w obrębie mikroklinu lub albitu szachownicowego z reguły mają zarysy z grubsza automorficzne i zawsze czyste obwódki pozbawione serycytu i klinoizoitytu.

Zdaje się wysoce prawdopodobne, że przynajmniej w części gnejsów, a zapewne także w granodiorytach, mikroklin wzrastał blastycznie w masie skalnej w wyniku metasomatycznego doprowadzenia tego składnika do skał o składzie bliższym tonality, niż to jest obecnie. Był to proces o znacznym regionalnym rozprzestrzenieniu, obserwowany nie tylko w ciemnych, lecz także w jasnych gnejsach i granitach na obszarze całego Pogórza Izerskiego i wschodnich Łużyc.

UWAGI GENETYCZNE

Reasumując uwagi dotyczące wykształcenia najważniejszych minerałów w granodiorytach i gnejsach granodiorytowych, stwierdzić trzeba podkreśloną już znaczną zależność wszystkich podstawowych cech petrograficznych od wtórnych procesów (mikroklinizacja, albityzacja, serycytyzacja, muskowityzacja). Nasilenie tych procesów wzrasta z nasileniem deformacji od granodiorytów do gnejsów. Wszystkie te zmiany, z wyjątkiem może wzrostu mikroklinu, zaliczyć należy do objawów płytkostrefowego regresywnego metamorfizmu nasilającego się ku wschodowi. Tu także zaliczyć należy zmiany metamorficzne od granodiorytów do gnejsów. Jeśli kiedykolwiek granodioryty rozwijały się z gnejsów w wyniku progresywnego metamorfizmu, jak wyobrażają sobie J. i M. Szałamachowie (1968b), to proces ten przy obecnym natężeniu zmian wtórnych nie daje się udokumentować faktami i pozostaje w sferze domysłów.

Zarówno w masie granodiorytów, jak i w ciemnych gnejsach, intensywność wymienionych procesów była nierównomierna i zależna, jak się wydaje, od nasilenia

kolejnych faz deformacji. Nawet w pierwotnie monotonnej masie w ten sposób wytworzyć się mogło wtórne zróżnicowanie, objawiające się obecnie jako pseudostratyfikacja kompleksu. Dla części gnejsów nie ulega wątpliwości, że są zdeformowanymi granodiorytami, sztywne bowiem deformacje nakładają się strefowo na nie zmienioną pod względem składu i struktury skałę.

Dla granodiorytów istnieją dowody intruzywności, opisane szerzej w rozdziale I (Włoseń, Platerówka, Zgorzelec), oparte przede wszystkim na słabych wprawdzie, jednak wyraźnych zmianach kontaktowych w szarogłazach (hornfelsy w Zgorzelcu) i istnieniu czegoś w rodzaju drobniej ziarnistej, jasnej facji brzeżnej granodiorytu (Platerówka).

Silnie zróżnicowane o wyraźniejszej stratyfikacji formacje, w których uczestniczą ciemne gnejsy, występują we wschodnich rejonach w pobliżu kontaktu z kaczawską serią łupkową (Olszyna Lubańska, Kościelniki Średnie). Występujące tu gnejsy nie są już jednak typowymi gnejsami granodiorytowymi. Nie istnieją natomiast żadne powody, by gnejsy wykazujące stopniowe przejście do łupków, występujące w otoczeniu Jeziora Złotnickiego zaliczać do gnejsów granodiorytowych. Wtórne procesy — głównie serycytyzacja plagioklazów — mogły upodobnić do ciemnych gnejsów granodiorytowych niektóre jasne gnejsy, lecz nie stało się tak w przypadku gnejsów okolic Złotnik.

Hipoteza J. i M. Szałamachów (1968b) o „granityzacyjnym” w najogólniejszym znaczeniu pochodzeniu gnejsów granodiorytowych i granodiorytów jest w istocie swojej bardzo pociągająca. Dobrze nawiązuje z jednej strony do metamorficznego pochodzenia większości jasnych gnejsów i granitów kompleksu izerskiego, z drugiej strony do poglądów G. Möbusa (1961) odnośnie do anatektycznego charakteru tzw. granodiorytów dwułuszczkowych i palingenetycznych granodiorytów łużyckich. Wymaga ona jednak pewnych uściśleń i modyfikacji w świetle zbadanych faktów.

Wydaje się prawdopodobne, że w pewnych poziomach skały osadowe, należące zapewne do łużyckiej formacji szarogłazowej, odpowiednio zasobne w potas, uległy procesom metamorficznym, które powodowały uruchomienie najbardziej podatnych na to składników, przede wszystkim potasu i krzemionki. Gdy były one odprowadzane („chemical squeezing” — Ramberg 1944), skład całej skały przesunął się w kierunku granodiorytów. Jest to proces metamorficzny i metasomatyczny odbywający się w warunkach hydrotermalnych, dla którego V. Marmo (1958, 1967) proponuje nazwę „granodiorytyzacja”. Ten sam proces mógł się odbywać w głębszych poziomach w warunkach anatektycznych i w dalszym efekcie dostarczać nawet palingenetycznej magmy granodiorytowej. W każdym przypadku warunkiem dyferencjacji powodującej usuwanie ze skały składników granitowych czyli „degranityzacja”, musiało być istnienie „układu pompującego”, czyli odpowiedniego gradientu ptx (Burchart 1970). Procesy degranityzacji w partiach głębszych mogą stać się źródłem granityzacji w par-

tiach wyższych (Mehnert 1968, Burchart 1970). Przy anatektycznym wytopianiu powstały stop o składzie granitowym musiał być wyciskany.

Jeśli główna masa granodiorytu przybrała formę palingenetycznej magmy, to tylko na obrzeżeniu masywu granodiorytowego mogły zachować się granodioryty anatektyczne i metasomatyczne, które w wyniku następujących procesów metasomatozy wzbogacone w mikroclin, mogły przybrać skład granitów. Metasomatoza potasowa i porfiroblasteza mikroclinu mogły objąć różne skały — od intruzywnych magmowych do stosunkowo mało zmienionych osadów — powodując powstanie różnych granitów i gnejsów. Wyciśnięte części stopu mogły tworzyć intruzje o składzie granitowym.

Na efekty metasomatozy potasowej nakładały się później niewątpliwie efekty metasomatozy sodowej. Regionalne rozprzestrzenienie rezultatów tej ostatniej jest znacznie szersze od potasowej i sięga daleko w głąb serii kaczawskiej. W całym kompleksie izerskim mikroclin był zastępowany przez albit szachownicowy.

Przy niezwykle silnym nateżeniu rozlicznych zmian wtórnych, związanych z wielokrotną przebudową całego kompleksu i zacierających strukturalne i chemiczno-mineralogiczne cechy, trudno kusić się o rekonstrukcję pierwotnej jego budowy i próbować kalkulacji bilansu chemicznego.

Jeśli istotnie granodioryty łuzyckie stanowią przeobrażone osady formacji szarogłazowej, to uruchomione przy ich powstaniu alkalia, przy istnieniu „układu pompującego” mogły spowodować daleko idącą granityzację peryferii masywu łuzyckiego, jakim jest kompleks izerski. Intruzywność niektórych skał granitowych i granodiorytowych świadczy o zaawansowanym procesie anateksis. Źródłem procesów granityzacji na wschodzie mogły być procesy degranityzacji w głębszych poziomach odsłoniętych obecnie w postaci wschodniołuzyckiego granodiorytu.

W takim świetle różne rozbieżności poglądów badaczy o „magmaowym” czy „metasomatycznym” pochodzeniu niektórych gnejsów jasnych, ciemnych granitów i granodiorytów tracą na ostrości i są dyskusją nad szczegółami faz tego samego procesu i tak nie dających się w ostry sposób rozgraniczyć. Mechanizmy uruchomienia i transportu substancji, dyfuzyjny i anatektyczny, połączony z wyciśnięciem powstałego stopu, mogą współuczestniczyć w jednym i tym samym procesie i próba stawiana wyraźnej granicy między nimi jest bezcelowa i skazana na niepowodzenie.

Figura 12 ilustruje najważniejsze cechy składu mineralnego skał kompleksu izerskiego i wschodnich Łuzyc.

Skały granitoidowe nie różnicują się w wyraźny sposób. Jedynie leukogranity wyodrębniają się wyraźnie małą zawartością łuszczyków.

Wyjątkowo mała ilość skał wykazuje skład pośredni między łupkami łuszczykowymi a granitoidami. W tym miejscu na wykresie istnieje wyraźna luka. Jeśli większość gnejsów miała się rozwinąć ze skał zbliżonych do łupków łuszczykowych w wyniku feldspatyżacji i granityzacji, powinny istnieć w znacz-

nej ilości skały o pośrednim składzie. Istniejąca luka może oznaczać, że tam, gdzie procesy feldspatyżacji rozpoczęły się na większą skalę, rozwijały się one aż do momentu uzyskania przez skalę składu zbliżonego do granitu. Drugi etap rozwoju takich skał polegał na blastezie mikroclinu.

Skały granitoidowe powstałe, jak się zdaje, w procesie granityzacji, nie różnią się składem od granitów, co do których sądzić można, że stanowią ciała intruzywne. Również granity występujące na wschodzie (izerskie) i granity zachodnie (rumburskie) nie różnicują się pod względem składu.

Gnejsy granodiorytowe są bogatsze w łuszczyki od granodiorytów, co oznacza zapewne, że część serycytu powstałego z plagioklazu przekryształizowała w muskowit.

Przyczyną powstania odpowiedniego gradientu ptx i uruchomienia systemu przemian jest najczęściej orogeneza. Procesy powstawania granodiorytów łuzyckich, granitów rumburskich oraz granitów i różnych gnejsów izerskich stanowią wzajemnie uwarunkowane elementy jednej całości i są częściami tego samego wielkiego cyklu rozwojowego. Wielofazowość rozlicznych zmian świadczyć może o parokrotnym ożywianiu tych procesów. Formowanie całego masywu trwać mogło przez więcej niż jedną orogenezę, jeśli w tym przypadku uzasadnione jest mówić o oddzielnych orogenezach.

Bardzo istotnym dla geologów zagadnieniem jest, kiedy nastąpiły owe wielkie plutoniczne przemiany.

Ożywiona dyskusja na temat, czy granodioryty zachodnio- i wschodniołuzyckie stanowią jednolitą genetycznie i wiekowo całość (wieku waryscyjskiego), przycichła i zdaje się przeważać pogląd (Hirschmann 1966b) o assyntyjskim, a z pewnością przedsylurskim wieku granodiorytu wschodniołuzyckiego (zawidowskiego) i jego odrębności względem zachodniołuzyckiego granodiorytu z Demitz. Oto główne argumenty cytowanego autora:

1. Granodioryt wywołuje zmiany kontaktowe przeobrażając dolne „szarogłazy łuzyckie” warstw z Görlitz w hornfelsy łuszczykowe.

2. Takie same hornfelsy łuszczykowe oraz „mineralne skupienia granodiorytowe” występują w formie otoczków w zlepieńcowatych partiach górnej części „szarogłazów łuzyckich”, w tzw. warstwach z Kamenz.

3. Warstwy z Kamenz leżą niezgodnie na sfałdowanych warstwach z Görlitz.

Na podstawie badań szczątków mikroorganizmów — jednostajnie rozwiniętych zwęglonych glonów które często występują w prekambrze płyty rosyjskiej — G. Burmann (1966, 1969) ustaliła przynależność „szarogłazów łuzyckich” do prekambru.

Autorka dochodzi do wniosku, że oznaczenia B. W. Timofiejewa (1958) polegały na pomyłce wynikłej z zanieczyszczeń próbek w czasie prac laboratoryjnych. Choć wyraźnie nie jest to sformułowane, oznaczone próbki pochodziły zarówno z dolnych (warstw z Görlitz), jak i górnych (warstwy z Kamenz) „szarogłazów łuzyckich”.

4. W leżących płasko na granodiorycie i „szarogłazach łuzyckich” (prawdopodobnie zarówno war-

stwy z Görlitz, jak i z Kamenz), łupkach ilastych i krzemionkowych należących do syluru (fragmenty graptolitów) i łupkach, pelitach krzemionkowych i kwarcytach górnego dewonu, rekrystalizacja termiczna jest słaba, gdy tymczasem „szarogłazy łużyckie” w pobliżu granodiorytu przeobrażone są w typowe hornfelsy. Słabe zmiany termiczne w sylurze i dewonie odnieść można do waryscyjskiego pnia granitowego w okolicy miejscowości Königshain.

5. W dolnoordowickich (tremadok) kwarcytach z Hohen Dubrau, leżących niezgodnie na stromo ustawionych dolnych „szarogłazach łużyckich” (warstwy z Görlitz), występują otoczaki skały kwarcowo-turmalinowej, a także hornfelsów łyszczykowych i szarogłazów.

6. W spoiwie tych samych dolnoordowickich kwarcytów blasteza kordierytu i jasnego łyszczyku świadczy o potremadockim, a z innych względów możliwe, że podolnokarbońskim metamorfizmie kontaktowym, związanym zapewne z waryscyjską działalnością magmową.

J. Szalamacha (1969), zapewne na podstawie prac G. Hirschmana, wygłosił opinię o assyntyjskim wieku granodiorytu wschodniołużyckiego, formułując swoje wnioski bez porównania bardziej jednoznacznie niż to zrobił autor oryginału.

Znaczne rozbieżności w poglądach geologów niemieckich zdają się świadczyć, jak skomplikowany obraz przedstawia wschodnia część masywu łużyckiego i Zgorzeleckie Góry Łupkowe (Görlitzer Schiefergebirge) i jak trudno o jednoznaczną interpretację. Obraz nakreślony przez G. Hirschmana (*op. cit.*) zdaje się nie budzić wątpliwości, a wnioski są przekonujące. Nasuwają się jednak pewne uwagi i wątpliwości, które, sądząc z ostrożności formułowanych wniosków, musiał mieć i sam autor.

1. „Szarogłazy łużyckie” warstw z Görlitz wchodzi w bezpośredni kontakt z granodioritem wschodniołużyckim, jednak zmiany kontaktowe są nieznaczne i dadzą się zaobserwować tylko w bardzo wąskiej strefie przy granodiorycie, a ilość skał zasługujących na nazwę hornfelsów jest bardzo niewielka. Pozostała część szarogłazów nie wykazuje znamion metamorfizmu kontaktowego, może poza lekką rekrystalizacją łyszczyków. Natomiast w dolnoordowickich kwarcytach z Hohe Dubrau powstał typowy kordieryt i nastąpiła wyraźna blasteza łyszczyków związana z waryscyjskimi granitami. Zdaje się, że termiczne efekty waryscyjskiego plutonizmu były bez porównania silniejsze niż starszego granodiorytu wschodniołużyckiego, wskutek czego mogą one zaburzać i maskować słabe starsze zjawiska kontaktowe.

2. W warstwach z Kamenz napotkano otoczaki skupień mineralnych, które mogą pochodzić z granodiorytu wschodniołużyckiego i otoczaki hornfelsów. Na tej podstawie można je uważać za młodsze od granodiorytu i od szarogłazów warstw z Görlitz, które granodioryt przerobił na hornfelsy. Pamiętać jednak należy, że w szarogłazach warstw z Görlitz, osadzonych jeszcze przed powstaniem granodiorytu, znaczna część materiału detrytycznego musiała pochodzić z jakiegoś granitoidu (albit, albit szachowni-

cowy, wyjątkowo także mikroklin, a czasem otoczaki złożone ze zrośniętych ziarn wymienionych minerałów z kwarcem — por. rozdział I — Włosień, Zgorzelec). Nie możemy mieć pewności, że zawarte w warstwach z Kamenz otoczaki pochodzą z granodiorytu wschodniołużyckiego (zawidowskiego), a nie z tego nieznanego najstarszego granodiorytu, który dostarczał materiału dla warstw z Görlitz.

Mimo tych zastrzeżeń, assyntyjski wiek granodiorytu wschodniołużyckiego i zawidowskiego wydaje się prawdopodobny.

Na podstawie petrologicznych rozważań można poważnie brać pod uwagę, że granit rumburski oraz gnejsy i granity kompleksu izerskiego są wynikiem wspólnych z granodioritem przemian węgłbnych. Badania strefy granicznej kompleksu izerskiego i Gór Kaczawskich nie przyniosły definitywnych rozstrzygnięć co do ich stosunku wiekowego, przede wszystkim z powodu silnej przebudowy metamorficznej i dyslokacji. Najniższe ogniwa serii kaczawskiej mogą odpowiadać warstwom z Görlitz „szarogłazów łużyckich” i wtedy gnejs mógł wdzierać się w nie w formie intruzji lub wnikać w postaci frontu metasomatycznego. Jeśli najniższe ogniwa łupków kaczawskich odpowiadają warstwom z Kamenz, to mogły się one osadzać na starszych od nich gnejsach, a właściwie na granitach, którymi jeszcze wówczas były te gnejsy.

Jeśli jednak, czego nie można absolutnie wykluczyć, granit rumburski wraz z gnejsem izerskim nie były bezpośrednio czasowo związane z granodioritem, lecz są wyraźnie od niego młodsze, wtedy mogły w formie intruzji i metasomatycznej granityzacji obejmować najwyższy prekambry i dolny kambry serii kaczawskiej. Jeśli miałyby to jednak być w zgodzie z obserwacjami J. Chaloupskiego (1963, 1965), powinno to być nastąpić przed najwyższym ordowikiem. Brak poważniejszej luki w sedimentacji serii kaczawskiej od kambry do najwyższego ordowiku stanowi poważny mankament takiej hipotezy.

Dyskutując sprawy wieku skał granitoidowych kompleksu izerskiego i wschodnich Łużyc obracamy się ciągle w sferze niepełnych argumentów i domniemań. Definitywne rozstrzygnięcie w tej sprawie byłoby obecnie przedwczesne.

Wszystkie rozważania dotyczące wieku skał granitoidowych kompleksu izerskiego i wschodnich Łużyc operowały argumentami klasycznej geologii i przez wzajemne zależności opierały się na reperach biostratygraficznych (Chaloupský, Burman, Gorczyca-Skała, Hirschmann). Na terenie bloku Karkonoszy i wschodnich Łużyc metody klasycznej geologii pozostają wciąż najważniejsze, z różnych bowiem względów oznaczenia geochronologii bezwzględnej nie mogą stanowić prawdziwie wiarygodnych reperów. Za J. Burchartem (1971a) zestawione są w tabeli 3 wyniki oznaczeń bezwzględnego wieku różnych skał bloku Karkonoszy i wschodnich Łużyc przy uwzględnieniu także zachodniołużyckiego granodiorytu.

Z obszaru bloku Karkonoszy i wschodnich Łużyc jednymi prawdziwie godnymi zaufania oznaczeniami wieku bezwzględnego i do tego zgadzającymi się

Tabela 3

Table 3

Zestawienie oznaczeń wieku bezwzględnego skał bloku Karkonoszy i wschodnich Łużyc (wg J. Burcharta 1971a)

Absolute ages of rocks from Karkonosze Block and East Lusatia (after J. Burchart 1971a)

Lp. No.	Lokalizacja Localisation	Skała Rock	Badana substancja Substance examined	Metoda Method	% K	Wiek w mln lat Age in m.y.		Wiek geologiczny* Geological age*	Źródło References
						wg orygi- nalnej pracy after original work	przeliczony wg stałych recalculated to $\lambda_B = 4.72 \times 10^{-10}/rok$ $\lambda_K = 0.584 \times 10^{-10}/rok$		
1	Zgorzelec	hornfelsy	skała rock	K/Ar	3,53	345	330	karbon dolny L. Carboniferous	Sedletski <i>et al.</i> 1965, 1966
2	Lipova	granodioryt łużycki	biotyt	K/Ar obj. vol.	7,17	230	220	trias dolny L. Triassic	Šmejkal 1960
3	Lipova k. Šluk- nova	„	„	K/Ar obj. vol.	7,00	410	393	dewon dolny L. Devonian	Šmejkal 1964
4	Vaclavice k. Frydlandu	„	„	K/Ar obj. vol.	5,68	410	393	dewon dolny L. Devonian	Šmejkal 1964
5	Masyw izerski	amfibolit chlor-aktyn. wtórnie zal- bityzowany secondary albitised	skała rock	K/Ar	3,38	250	239	perm górny U. Permian	Sedletski <i>et al.</i> 1965, 1966
6	Masyw izerski	łupek sery- cytowo-bio- tytowy	skała rock	K/Ar	3,10	304	291	karbon górny U. Carboniferous	Sedletski <i>et al.</i> 1965, 1966
7	Jelenia Góra	granit rum- burski	biotyt + chloryt	K/Ar	3,98	380	364	dewon środkowy M. Devonian	Sedletski <i>et al.</i> 1965, 1966
8	Wigancice	„	biotyt	K/Ar obj. vol.	8,57	229	229	perm górny U. Permian	Borucki 1966
9	Niedów	granodioryt zawidowski	biotyt	K/Ar obj. vol.	5,70	325	325	karbon d./g. L./U. Carboniferous	Borucki 1966
10	Szklarska Po- ręba	granit kar- konoski	biotyt	K/Ar izotop.	6,77	304	304	karbon górny U. Carboniferous	Przewłocki <i>et al.</i> 1962
11	Szklarska Po- ręba	„	„	Rb/Sr	6,77	292	292	karbon górny U. Carboniferous	Przewłocki <i>et al.</i> 1962
12	Łużyce zachod- nie	granodioryt zachodnio- łużycki (Demitz)	biotyt	U/Th/Pb		408, 407		sylur Silurian	Schürmann <i>et al.</i> 1960
							292	karbon górny U. Carboniferous	
							220	trias górny L. Triassic	
							375	dewon dolny L. Devonian	
						1200		prekambr III/IV Precambrian III/IV	

* wg Geol. Soc. London (1964)

z danymi geologicznymi są wartości dla granitu Karkonoszy (Przewłocki *et al.* 1962). Jest tak nie tylko dlatego, że użyto metody Rb/Sr, ale także dlatego, że oznaczony granit nie ulegał poważniejszym przeobrażeniom i wiek krystalizacji biotyту można uznać za wiek krystalizacji całej skały.

Pozostałe oznaczenia wykonane były metodą K/Ar bez kontroli izotopowej i tu można się obawiać poważnych błędów. Ponadto łyszczyki w badanych skałach — wiadomo to także na podstawie badań petrograficznych — ulegały różnym wtórnym przeobrażeniom, z czego wynikać mogą tzw. „wieki mieszane” (por. Burchart 1971a).

Oznaczeń wykonanych na całych skałach — łupku serycytowo-biotytowego i amfibolitu załbityzowane-

go — można w ogóle nie brać pod uwagę przy wiekowych rozważaniach, bowiem oznaczony „wiek” jest wypadkową nie dających się przewidzieć czynników.

Mimo wymienionych zastrzeżeń zwraca uwagę młody wiek wszystkich oznaczeń metodą potasowo-argonową, z reguły zbliżony do wieku waryscyjskiego granitu Karkonoszy.

Wskazywać by to mogło, że w czasie orogenezy waryscyjskiej, gdy nastąpiła intruzja młodych granitów w Karkonoszach, na Łużycach i granodiorytu zachodnich Łużyc, nastąpiło jednocześnie przekształcowanie otaczających starszych granodiorytów, granitów i skał metamorficznych, uwolnienie argonu z kryształów, a tym samym pozorne „odmłodzenie” tych skał.

ROZDZIAŁ IV

WYNIKI BADAŃ MEZOSTRUKTURALNYCH

W toku badań terenowych — obok badań petrograficznych — prowadzona była systematyczna dokumentacja mezostrukturalna. Nierównomierny stopień odsłonięcia rozległego terenu, będącego przedmiotem badań i różne nasilenie badań w poszczególnych regionach, spowodowały w konsekwencji znaczną nierównomierność w pokryciu terenu badaniami mezostruktur. Największe nagromadzenie obserwacji nastąpiło w strefie granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską, szczególnie w jej wschodniej części. Choć autor główną uwagę skupił na zagadnieniach petrologicznych, w niniejszym rozdziale prezentuje wyniki badań mezostrukturalnych i próbie ich interpretacji.

Informacje wstępne

Prowadzono systematyczne pomiary położenia powierzchni foliacji i laminacji oraz lineacji, a tylko w niektórych rejonach również i spękań.

Za *foliację* uważano „cechę teksturalną skały polegającą na równoległym zorientowaniu minerałów blaszkowych lub tabliczkowych” (J. Teisseyre 1968a). Jest to termin opisowy, który przy ograniczonych możliwościach rozpoznawania struktur w terenie jest względnie uniwersalny, choć łączyć w sobie może cechy różne genetycznie. Mogą to być cechy pierwotne, np. pochodzące z okresu sedymentacji skały, lecz o wiele częściej są one wynikiem metamorficznej i tektonicznej przeróbki skały.

Ponieważ uporządkowanie minerałów blaszkowych w skałach metamorficznych jest najczęściej wynikiem ich rekrystalizacji lub krystalizacji w sposób zorientowany, przeto w niniejszej pracy foliacja odpowiadać będzie przeważnie proponowanemu przez J. Teisseyre'a (1968a) terminowi „złupkowanie krystalizacyjne” lub, żeby użyć terminu o brzmieniu bardziej międzynarodowym, „kliważ krystalizacyjny”. Na omawianym terenie w skałach pochodzenia osadowego takie

złupkowanie praktycznie zawsze pokrywa się z powierzchnią sedymentacji, objawioną miejscami w formie laminacji lub grubszego warstwowania. Choć więc nie można genetycznie utożsamiać obu tych cech, foliacja w łupkach łyszczykowych, marmurach i niektórych gnejsach na badanym terenie wyznacza praktycznie zawsze powierzchnię sedymentacji.

Laminacja polega na naprzemianległym ułożeniu równoległych cienkich warstewek o różnym składzie mineralnym. W opisanych w pracy przypadkach, z wyjątkiem laminowanych skał bogatych w kwarc i kwarcytów powstałych w strefie dyslokacyjnej, laminacja jest wynikiem drobnego, osadowego warstwowania.

W skałach pierwotnie bezkierunkowych a ukierunkowanych w procesie tektonicznym i metamorficznym — za takie zaś uważane być powinny niektóre gnejsy — foliacja połączona z kataklazą i mylonityzacją oznacza powierzchnie drobnych ślizgów, wzdłuż których krystalizowały minerały blaszkowe.

Tylko w przypadku, gdy w odsłonięciu lub w preparacie mikroskopowym obok foliacji lub laminacji zaobserwowano krzyżujące je powierzchnie innego złupkowania, wyróżniono to ostatnie jako tzw. *drugie złupkowanie* (Z_{II}). Jest to termin nie przesądzający genetycznego stosunku do foliacji i laminacji. Najczęściej drugie złupkowanie nie wykazuje poważniejszej rekrystalizacji minerałów blaszkowych. W skałach o większej kruchości i sżywności przyjmuje ono formę systemu gęstych spękań („złupkowanie spękania” — H. Teisseyre 1964). W skałach łupkowych drugie złupkowanie wykształcone jest przeważnie w formie „złupkowania ślizgowego” i połączone z drobnym zmarszczkowaniem zgodnym swoją osią z krawędziami powstałymi z przecięcia powierzchni laminacji i foliacji ze złupkowaniem. Wprowadza ten termin i opisuje podobne formy J. Teisseyre (1968a), opatrując je komentarzem opartym na literaturze anglosaskiej. Drugie złupkowanie zawsze jest złupkowaniem wtórnym.

Lineacja. W niniejszej pracy autor zajmuje się wyłącznie lineacją wtórną (porównaj J. Teisseyre 1968a, p. 492), powstałą w wyniku oddziaływania sił tektonicznych i metamorfizmu, bowiem lineacja pierwotna (np. struktury fluidalne czy uporządkowanie linijskie składników przy sedymentacji) nigdzie nie zachowała się w badanych skałach.

Rozróżniono następujące rodzaje lineacji:

- 1 — osie drobnych fałdów,
- 2 — zmarszczkowanie (gufraż),
- 3 — wydłużenie zespołów mineralnych,
- 4 — określane jako „pręcikowość” linie przesunięcia powierzchni strukturalnych w skałe, przeważnie laminacji i foliacji z drugim złupkowaniem, rzadziej dwóch powierzchni złupkowania.

Wymienione rodzaje lineacji zmierzone w terenie lub na zorientowanych próbkach, po identyfikacji mikroskopowej, zestawiono na diagramach.

Zasady rozróżnienia typów lineacji, określanie asymetrii fałdów i sporządzania diagramów stosowane w niniejszej pracy, przedstawione są w pracy J. Teisseyre'a (1968a, pp. 492—496). Zamieszczone niżej uwagi dotyczą wykształcenia poszczególnych typów na opracowanym terenie oraz możliwości rozróżnienia generacji lineacji.

Drobne fałdy na badanym terenie z reguły miały amplitudę od jednego do kilkunastu centymetrów, tylko wyjątkowo ponad metr. Kierunki i pochylenia osi fałdów mierzone były bezpośrednio, a tylko w sporadycznych przypadkach były wyznaczane konstrukcyjnie.

Ponadto ustalono zgodnie z H. Teisseyrem tzw. asymetrię fałdu, określaną jako „geograficzną orientację krótszego skrzydła fałdu względem osi fałdu” (J. Teisseyre 1968a, pp. 494—495). Nie zawsze można było cechę tę ustalić z wystarczającą pewnością; często fałdy były symetryczne lub też fałdy należące do jednego i tego samego systemu objawiały asymetrie przeciwne. W takich przypadkach rezygnowano z nanoszenia na diagramy kierunku asymetrii fałdów.

Zaobserwowano znaczne różnice w sposobie wykształcenia fałdów. Morfologia fałdów w wysokim stopniu zależna jest od własności mechanicznych skały fałdowanej. Często jednak w tym samym rodzaju skały, nieraz na jednej powierzchni foliacji, obserwowano dwa rodzaje fałdów, różniące się w sposób istotny morfologią. Jedne są plastyczne i mimo silnego sfałdowania powierzchnie lamin i foliacji nie są przerwane, a krzywizny na przegubach są płynne bez wyraźnych załamań. Inne są sztywne, fleksurowe, dachowo lub schodkowo pozałamywane, często połączone z popękaniem skały. Jest rzeczą oczywistą, że własności mechaniczne skały w momentach powstawania takich dwóch fałdów musiały się znacznie różnić od siebie, co oznacza, że fałdy są różnowiekowe, czyli że powstały w jakimś odstępie czasu. Jeśli do tego obserwować można deformowanie jednego systemu fałdów przez drugi, daje się wyznaczyć ich sekwencję wiekową.

W badanych skałach plastycznym fałdom z reguły towarzyszyła równoległa do ich osi lineacja typu zmarszczkowania lub wydłużenia agregatów, a zgodnie

z jej kierunkiem megaskopowo i pod mikroskopem dała się obserwować wyraźna rekrystalizacja minerałów — głównie łuszczków i chlorytu. Jeśli w tej samej skałe obserwowano sztywne fałdy lub grube zmarszczkowanie, nierzadko połączone ze spękaniami skały, bez wyraźniejszych objawów rekrystalizacji, nie ulega wątpliwości, że mamy do czynienia z dwoma różnowiekowymi systemami lineacji: z lineacją starszą, plastyczną i zrekrystalizowaną (I_1) i młodszą, sztywną, niezrekrystalizowaną (I_2 i I_3). Kierunki lineacji nie mogą być kryterium rozróżnienia generacji lineacji i w niniejszej pracy tylko morfologia struktur i stopień rekrystalizacji były jako takie kryterium stosowane. W wielu przypadkach nawet w dobrze odsoniętych skałach, szczególnie gdy nie obserwowano krzyżowania się lineacji na jednej powierzchni, trudno było zaszerzować wszystkie obserwowane struktury linijskie do odpowiedniej generacji. Nie zawsze było to możliwe nawet wówczas, gdy lineacje się krzyżowały.

Reasumując powyższe wywody, na badanym obszarze rozróżniano generacje lineacji stosując kryteria polegające na:

1. *Morfologii fałdu lub zmarszczkowania*, a w szczególności na takich cechach, jak: plastyczność fałdu, płynność krzywizn na przegubach, związek z deformacjami o charakterze nieciągłym (spękania towarzyszące fałdom). Morfologia fałdów zależna jest od warunków fizyczno-chemicznych, w jakich deformowana skała się znajdowała, jak również od jej składu. Rozróżnianie wymienionych cech jest w dużej mierze subiektywne i przez to często zawodne.

2. *Wzajemnym stosunku lineacji współwystępujących na jednej powierzchni.* Często daje się obserwować, jak jeden system struktur linijskich deformuje drugi. Nierzadko jednak obserwowano, że krzyżujące się systemy fałdów na zmianę deformują siebie i nie można wyrobić sobie poglądu o kolejności deformacji. Obserwacje dotyczące wzajemnego stosunku struktur linijskich często mogą być nadmiernie subiektywne, wymagają wysokiej powtarzalności obserwacji i dobrych dużych odkrywek.

3. *Stopniu rekrystalizacji minerałów zabliźniającej deformację*, w wyniku której powstała lineacja. Głównie dotyczy to ułożenia i wielkości blaszek łuszczków i chlorytu, rzadziej kwarcu, jeszcze rzadziej skaleni. W ustaleniu stopnia rekrystalizacji pomocne być mogą obserwacje mikroskopowe, choć ich stosowalność jest poważnie ograniczona. Skała cienkiej płytki dobrze nadaje się tylko do obserwacji zupełnie drobnych struktur, np. zmarszczkowania o amplitudzie do kilku milimetrów. Dobre rezultaty daje wykonywanie zglądów w odpowiednich kierunkach strukturalnych i ich obserwacje megaskopowe.

Trzeba dodać, że stopień rekrystalizacji skały zależy nie tylko od warunków rekrystalizacji, lecz także od składu. W skałach ubogich w łuszczki, jak kwarcyty i aplity, starsza generacja lineacji może robić wrażenie niezrekrystalizowanej, bowiem minerałami, które najlepiej rekrystalizują są łuszczki. Na odwrót — w skałach bogatych w łuszczki, czyli w materiale z jednej strony plastycznym a z drugiej strony podatnym na rekrystalizację, deformacje gdzie

indziej sztywne i niezrekrytalizowane, mogą obja-
wiać się jako w znacznym stopniu plastyczne i zre-
krytalizowane. Nawet przy użyciu mikroskopu roz-
różnić można z pewnością tylko skrajne przypadki
deformacji o charakterze sztywnym bez rekrystalizacji
od silnie zrekrystalizowanych.

Wymienione kryteria, brane pod uwagę każde
z osobna, są w wysokim stopniu zawodne, a nawet
łącznie powinny być stosowane z dużą ostrożnością
i uwzględniać różne dodatkowe czynniki. W wielu
przypadkach trzeba się pogodzić z niemożnością
rozpoznania generacji lineacji.

W diagramach konturowych uwzględniane są i te
nierozpoznane pod względem przynależności do gene-
racji lineacje, zaś rozpoznane z odpowiednią dozą
pewności są przedstawione dodatkowo, przeważnie
w postaci punktów, mimo że obliczone były przy
sporządzaniu izolinii. W ten sposób zilustrowano
rozrzut poszczególnych generacji w obrębie pola
całej lineacji.

Stosując wymienione kryteria rozróżniania gene-
racji lineacji, na całym niemal badanym obszarze
można rozróżnić jedynie dwie generacje: lineację
starszą (I_1) i młodszą (I_2+I_3). Na każdą z nich może
składać się zespół różnych struktur liniowych, takich
jak: osie drobnych fałdów, zmarszczkowanie, wydłu-
żenie zespołów mineralnych i przecikowość. Tylko
w nielicznych odsłonięciach lub grupach odsłoneń,
tam gdzie pojawiał się trzeci system lineacji, różny
pod względem wykształcenia od dwóch pozostałych,
próbowano wyróżnić go jako odrębną generację.

Pomiary mezostruktur zestawiono na diagramach.
Projekcję wykonano na równopowierzchniowej siatce
Schmidta na dolnej półkuli.

Diagramy przygotowano dla poszczególnych obsza-
rów lub grup odsłoneń. W niektórych przypadkach
zrobiono to dla pojedynczych dużych odkrywek,
uwzględniając rodzaje występujących skał, a także
jednolitość pod względem ułożenia mezostruktur.
Diagramy zbiorcze przedstawione w pracy są naj-
częściej wynikiem sumowania diagramów częściowych,
sporządzanych dla poszczególnych odkrywek z roz-
biciem na różne rodzaje skał. Na diagramach części-
owych stosowano większe niż przedstawione w pracy
rozróżnienie między odmianami struktur liniowych
oraz foliacją i laminacją, i dopiero po przekonaniu się,
że nie różnicują się one w istotny sposób, zrezygno-
wano z takiego rozróżnienia.

W niektórych rejonach ilość wykonanych pomia-
rów jest niewystarczająca z punktu widzenia statystyki,
najczęściej ze względu na brak odsłoneń. Podane
w objaśnieniach do diagramów liczby pomiarów
pozwalają zorientować się w stopniu dokładności
zbadania danego rejonu. Zastosowanie diagramów
konturowych, nawet przy niewielkiej ilości pomiarów,
podyktowane było lepszą możliwością przedstawienia
ich w znacznym zmniejszeniu na mapie. W tych
przypadkach jednak z reguły na diagramach w tekście
przedstawione są i punkty odpowiadające pomiarom.

Dla zilustrowania położenia mezostruktur na
całym badanym obszarze pomniejszone diagramy

umieszczono na mapie geologicznej (fig. 13). Na
obwodzie kół zaznaczono sektory występowania
generacji lineacji: zespołu lineacji starszej (I_1) i zespołu
lineacji młodziej (I_2+I_3).

Niżej omówione będą wyniki badań mezostruktu-
ralnych w poszczególnych rejonach.

Strefa graniczna między kompleksem
izerskim a serią kaczawską w okolicach
Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic
i Radomic (fig. 14—21)

Obszar ze względu na dobre odsłonięcie szczegółowo zba-
dano, a przedstawione diagramy zbiorcze sporządzono na
podstawie około 30 diagramów szczegółowych. Rozrzut kie-
runków dla poszczególnych odsłoneń lub grup odsłoneń jest
przeważnie mniejszy niż na diagramach zbiorczych, co świadczy
o rotowaniu większych bloków skalnych. Obejmują one skały
łupkowe i marmury serii kaczawskiej, graniczące ze sobą łupki
i gnejsy oraz gnejsy w pobliżu granicy z łupkami, z reguły na
odległość 500—1000 m od niej.

Uderzająca jest identyczność mezostruktur w łupkach
i gnejsach. Jedynie lineacja młodziej (I_2+I_3) rozwinięta jest
w gnejsach znacznie słabiej niż w łupkach, co jest zupełnie
zrozumiałe ze względu na różnicę własności mechanicznych
jednych i drugich. Lineacja starsza (I_1) daje bardzo wyraźne
maksima i w gnejsach jest nieco lepiej skupiona niż w łupkach.
Ze względu na mniejszą ilość pomiarów lineacji młodziej

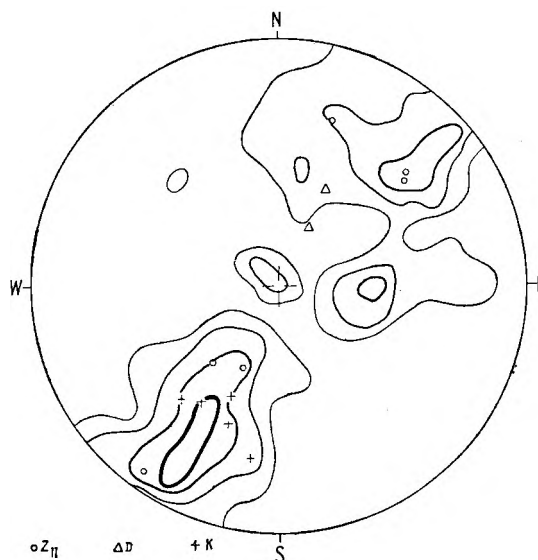


Fig. 14

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską
w okolicach miejscowości Siedlęcina, Strzyżowice, Pilchowice
i Radomice

Wszystkie projekcje na równopowierzchniowej siatce Schmidta na dolnej
półkuli. Struktury płaskie (foliacja, laminacja, drugie złupkowanie i spękania)
odzworowane za pomocą normalnych do płaszczyzn. Foliacja i laminacja
w łupkach. Kontury: 1—2—3—4% (max 5%), 334 pomiary; Z_{II} — drugie
złupkowanie, D — strefy ilów dyslokacyjnych, K — powierzchnia kontaktu
gnejsy-łupki

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa
series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowice, Pilchowice
and Radomice

All are lower hemisphere projections on the Schmidt's equal-area net. Planar
structures (foliation, lamination, second cleavage and fractures) plotted as
normals to the planes. Foliation and lamination in schists. Contours: 1—2—
3—4% (max 5%), 334 measurements; Z_{II} — second cleavage, D — zones
of dislocation clays, K — gneiss-schist contact surface

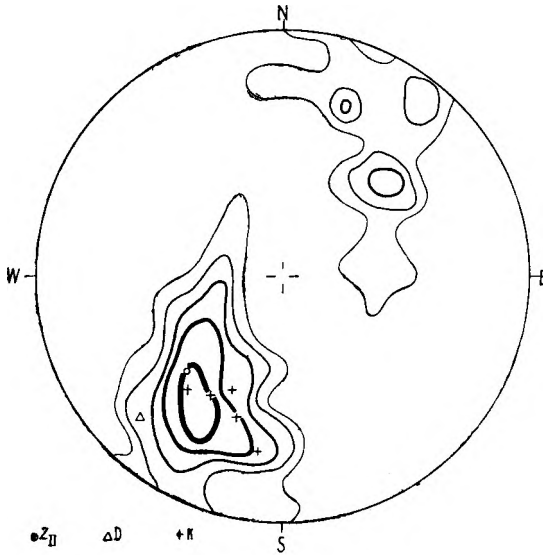


Fig. 15

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Foliacja i laminacja w gnejsach. Kontury: 1—2—3—4—6% (max. 8%), 174 pomiary; Z_{II} — drugie złupkowanie, D — strefy ilów dyslokacyjnych, K — powierzchnia kontaktu gnejsy-lupki

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Foliation and lamination in gneisses. Contours: 1—2—3—4—6% (max. 8%), 174 measurements; Z_{II} — second cleavage, D — zones of dislocation clays, K — gneiss-schist contact surface

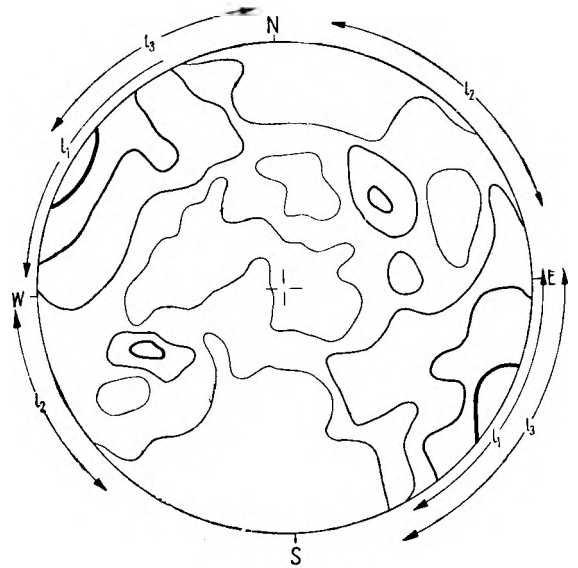


Fig. 16

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Wszystkie projekcje na równopowierzchniowej siatce Schmidta na dolnej półkuli. Lineacja w łupkach — diagram zbiorczy — L₁+L₂+L₃. Kontury: 0,5—1—2—4% (max. 6,7%), 539 pomiarów

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

All are lower hemisphere Schmidt's equal-area net projections. Lineation in schists — total diagram — L₁+L₂+L₃. Contours: 0.5—1—2—4% (max. 6.7%), 539 measurements

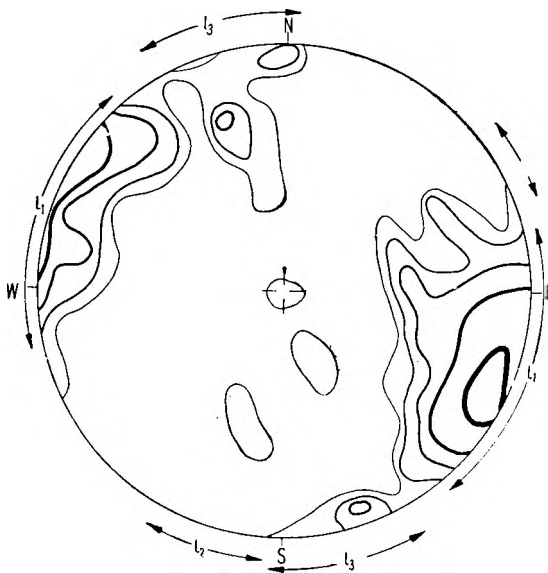


Fig. 17

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Lineacja w gnejsach. Kontury 0,5—1—2—4—8% (max. 11%), 238 pomiarów

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Lineation in gneisses. Contours: 0.5—1—2—4—8% (max. 11%), 238 measurements

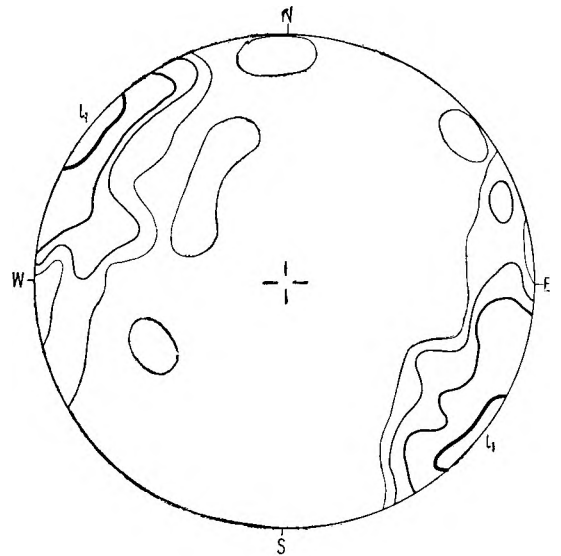


Fig. 18

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Lineacja starsza (L₁) w łupkach. Kontury: 0—2—4—8% (max. 13%), 95 pomiarów

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Older (L₁) lineation in schists. Contours: 0—2—4—8% (max. 13%), 95 measurements

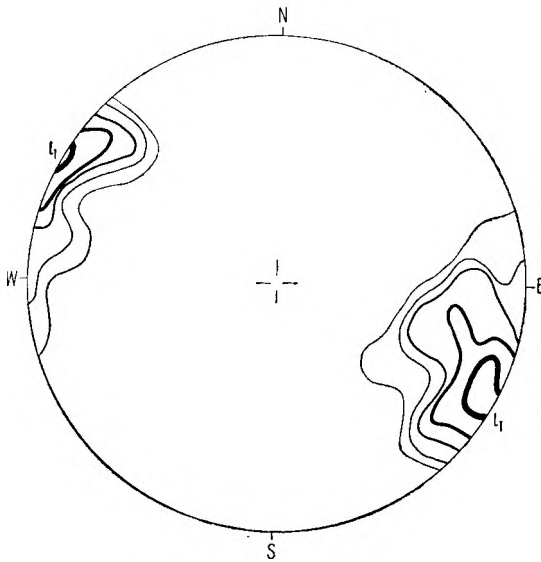


Fig. 19

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Lineacja starsza (l_1) w gnejsach. Kontury: 0—2—4—8—16% (max. 21%)^a
58 pomiarów

Boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Older (l_1) lineation in the gneisses. Contours: 0—2—4—8—16% (max. 21%),
58 measurements

(l_2+l_3) nie ujawnia się ona na diagramach zbiorczych (fig. 16 i 17) jako odrębne maksima, a wyodrębni się dopiero po wydzieleniu jej na osobnym diagramie.

Fakt, że lineacja młodsza (l_2+l_3) układa się w pasie dookoła osi lineacji starszej (l_1) nie oznacza rotacji tego kierunku. Prawdopodobnie fałdowanie zgodne z lineacją l_1 spowodowało rotację foliacji, zaś młodsza kompresja na kierunku starszej lineacji l_1 wywołała utworzenie fałdów fleksurowych na powierzchniach foliacji w różnych położeniach. Dlatego pas lineacji l_2-l_3 zgodny jest z pasem foliacji i_3 wiele osi sztywnych fałdów bliskich jest pionu.

Jak zauważyła J. Gorczyca-Skała (1966), kierunek l_2 zgodny jest z kierunkiem ukośnym dyslokacji młodszych, zaś l_3 z dyslokacjami podłużnymi. Przygotowane, lecz nie zamieszczone w pracy diagramy stref w najbliższym sąsiedztwie dyslokacji i dalej od nich nie różniły się wyraźnie od siebie, z czego można by wnosić, że dyslokacje nie przebudowały poważniej swego otoczenia.

Wyrażna jest zgodność foliacji z powierzchnią kontaktu gnejsy—łupki. Również strefy dyslokacyjne w formie gliny tektonicznej zgodne są często z powierzchnią foliacji.

Na zachodnim zboczu Dzikiego Wąwozu w pobliżu kontaktu z łupkami w jasnych laminowanych gnejsach starsza, dobrze zrekrystalizowana lineacja, odpowiadająca kierunkiem maksimum dla l_1 , zdeformowana jest, jak się wydaje, przez łagodne i płynne fałdy także dobrze zrekrystalizowane, o osiach nachylonych pod kątem około 50° względem l_1 . Trudno ustalić, czy mamy tu do czynienia z lokalną rekrytalizacją lineacji l_2 , czy też pojawia się tu lokalnie jakaś inna lineacja, która w większości przypadków nie mogła być rozpoznana od lineacji starszej l_1 .

Lineacja młodsza układa się w pewne maksima. Nawiązując do badań H. Teisseyre'a (1964) i J. Gorczyca-Skały (1966), podzielono ją w zależności od kierunku na lineację l_2 i l_3 . Nie oznacza to jednak, że uważać należy te lineacje za różnowiekowe, a w każdym razie w omawianym rejonie brak przekonujących argumentów co do różnego czasu ich powstania.

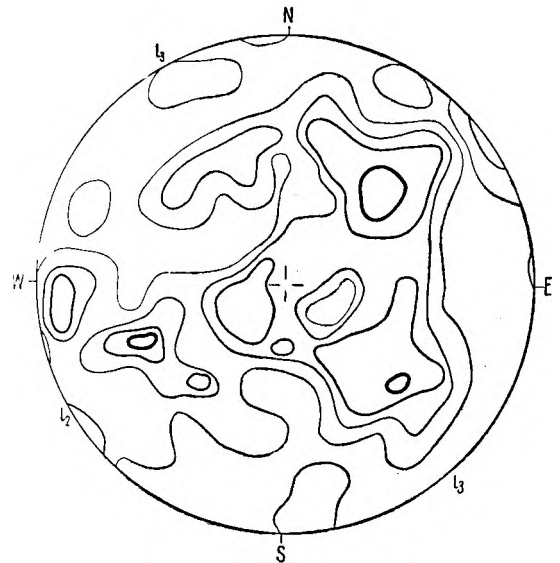


Fig. 20

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Lineacja młodsza (l_2+l_3) w łupkach. Kontury: 0—1—2—4% (max. 6%),
121 pomiarów

Boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Younger (l_2+l_3) lineation in the schists. Contours: 0—1—2—4% (max. 6%),
121 measurements

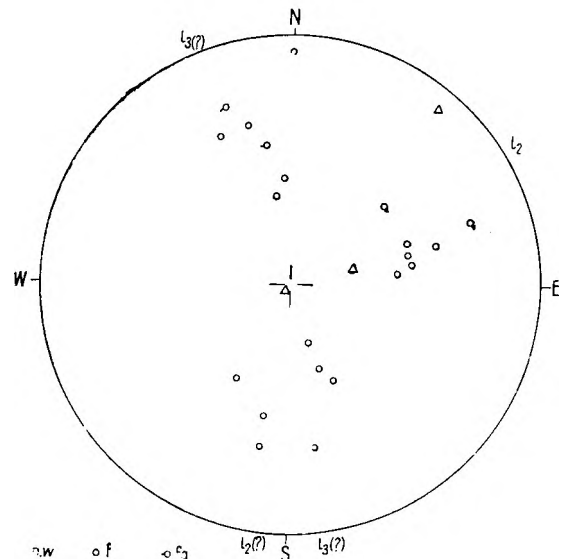


Fig. 21

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Siedlęcina, Strzyżowca, Pilchowic i Radomic
Lineacja młodsza (l_2+l_3) w gnejsach. Kontury: 0—1—2—4% (max. 6%),
25 pomiarów; z, p, w — zmaśczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria)

Boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the environs of Siedlęcina, Strzyżowiec, Pilchowice and Radomice

Younger (l_2+l_3) lineation in the gneisses. Contours: 0—1—2—4% (max. 6%),
25 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry)

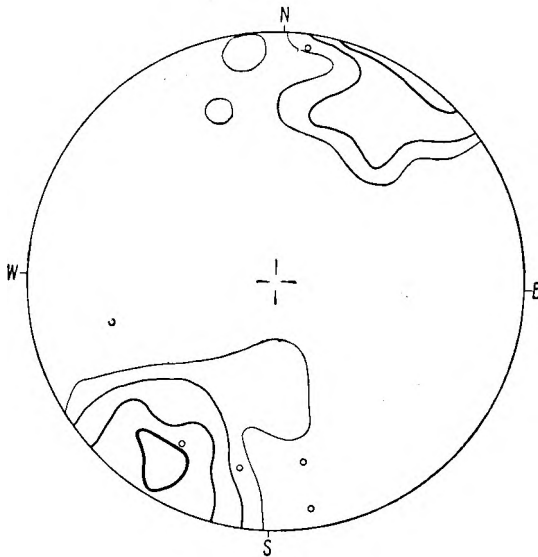


Fig. 22

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Milęcic, Pławnej Górnej, Olesznej Podgórskiej. Foliacja i laminacja w łupkach i gnejsach (nie rozdzielona). Kontury: 1—2—4—8% (max. 13,5%, 201 pomiarów; Z_{II} — drugie złupkowanie

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Milęcice, Pławna Górna, Oleszna Podgórska

Foliation and lamination in the schists and gneisses (not divided). Contours: 1—2—4—8% (max. 13.5%), 201 measurements; Z_{II} — second cleavage

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Milęcic, Pławnej Górnej i Olesznej Podgórskiej (fig. 22, 23)

Podobnie jak w poprzednio omówionym regionie istnieje zgodność elementów mezostrukturalnych w gnejsach i w łupkach, przeto obydwa rodzaje skał przedstawione są na tych samych diagramach. W tym rejonie stosunkowo niewiele pomiarów dotyczy gnejsów, bowiem w znacznej części z łupkami kontaktuje bezkierunkowy granit.

Pod względem mezostrukturalnym istnieje analogia do rejonu omówionego wcześniej.

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Olszyny Lubańskiej (fig. 24, 25)

W rejonie tym obserwuje się monoklinalne na ogół zapadanie powierzchni foliacji. Lineacja układa się w pas dookoła dobrze skupionych biegunów foliacji. Leży ona zawsze w płasz-

Fig. 24

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Olszyny Lubańskiej

Foliacja i laminacja w łupkach i gnejsach (nie rozdzielona). Kontury: 2—4—8—12—20% (max. 21%), 70 pomiarów; Z_{II} — drugie złupkowanie, K — powierzchnia kontaktu gnejsy-łupki, W — położenie wkładek łupkowych w gnejsach, D — strefa itów dyslokacyjnych

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Olszyna Lubańska

Foliation and lamination in the schists and gneisses (not divided). Contours: 2—4—8—12—20% (max. 21%), 70 measurements; Z_{II} — second cleavage, K — gneiss-schists contact surface, W — position of schist intercalations in the gneisses, D — zone of dislocation clays

czyźnie foliacji. Lineacja starsza (l₁) układa się w przybliżeniu na kierunku biegu, zaś l₂ w przybliżeniu na kierunku upadu powierzchni foliacji. Jest to układ analogiczny do poprzednio omówionych rejonów, tylko prostszy, dzięki monoklinalnie zapadającej foliacji.

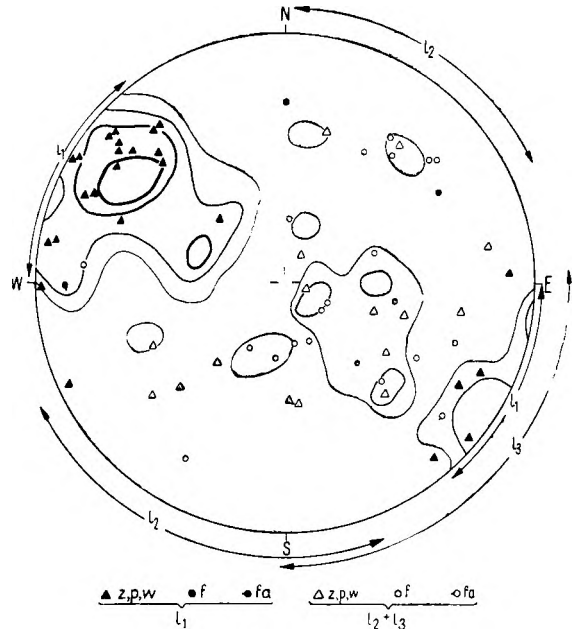


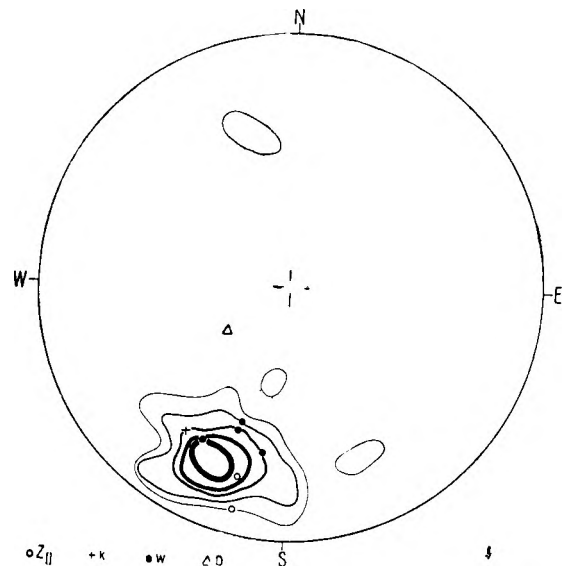
Fig. 23

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Milęcic, Pławnej Górnej, Olesznej Podgórskiej

Lineacja w łupkach i gnejsach (nie rozdzielona). Kontury: 1—2—4—6% (max. 8,6%), 233 pomiary; z, p, w — zmarszczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), l₁ — lineacja starsza, l₂, l₃ — lineacje młodsze

Boundary zone between the Iżera complex and the Kaczawa series in the environs of Milęcice, Pławna Górna, Oleszna Podgórska

Lineation in the schists and gneisses (not divided). Contours: 1—2—4—6% (max. 8.6%), 233 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), l₁ — older lineation, l₂, l₃ — younger lineations



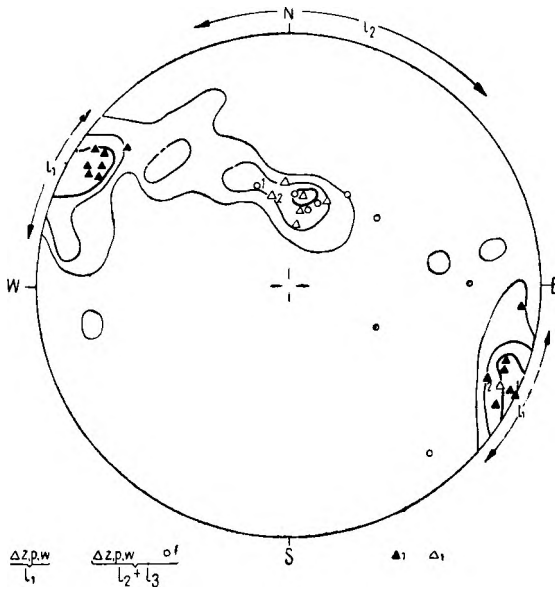


Fig. 25

Strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską w okolicach Olszyny Lubańskiej

Lineacja w łupkach i gnejsach (nie rozdzielona). Kontury: 2—4—6% (max. 13%); z, p, w — zmarszczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, l₁ — lineacja starsza, l₂, l₃ — lineacje młodsze, l-1 — pary odpowiadających sobie, krzyżujących się lineacji l₁ i l₂ lub l₁ i l₃

Boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series in the environs of Olszyna Lubańska

Lineation in the schists and gneisses (not divided). Contours: 2—4—6% (max. 13%); z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, l₁ — older lineation, l₂, l₃ — younger lineations, l-1 — pairs of corresponding lineations l₁ and l₂ or l₁ and l₃ crossing one the other

Również w tym rejonie obserwuje się daleko idącą analogię ułożenia mezostuktur w gnejsach i w łupkach.

Strefa graniczna między gnejsami, „szarogłazami” i łupkami w okolicy Włosienia i Platerówki (fig. 26, 27, 28)

Poprzednio omówione 3 rejonu obejmowały strefę graniczną między łupkową serią kaczawską a gnejsami należącymi do kompleksu izerskiego. Tu we Włosieniu i Platerówce graniczą skały, wykazujące już niewątpliwie koneksje z masywem łuzyckim. Są to łupki i „szarogłazy” oraz gnejsy granodiorytowe. Warto przy tym podkreślić, że pod względem mezostrukturnym rejon ten wykazuje daleko idące analogie do obszarów wschodnich.

Położenie foliacji w gnejsach pokrywa się swoim rozrzutem i maksimum z położeniem foliacji w łupkach i „szarogłazach”.

Fig. 27

Strefa graniczna między gnejsami, „szarogłazami” i łupkami w okolicach Włosienia i Platerówki

Lineacja. Kontury: 3—5—10% (max. 12%), 103 pomiary; z, p, w — zmarszczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), l₁ — lineacja starsza, l₂, l₃ — lineacje młodsze

Boundary zone between the gneisses, „greywackes” and schists from the environs of Włosień and Platerówka

Lineation. Contours: 3—5—10% (max. 12%), 103 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), l₁ — older lineation, l₂, l₃ — younger lineations

W tych ostatnich jest to raczej oddzielność zgodna z laminacją i warstwowaniem. Powierzchnie kontaktu między łupkami a gnejsami są zawsze zgodne z położeniem foliacji.

W łupkach i szarogłazach obserwowano wielokrotnie drugie złupkowanie (ZII). Choć w badanych przypadkach przebiegało ono pod kątem z reguły około 30° względem laminacji i foliacji, to jednak jego pole rozrzutu pokrywa się w przybliżeniu z polem foliacji i laminacji. Jest to fakt nieco zaskakujący.

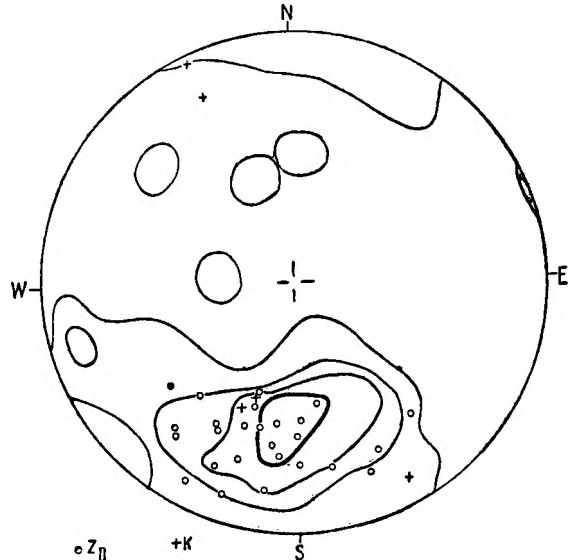


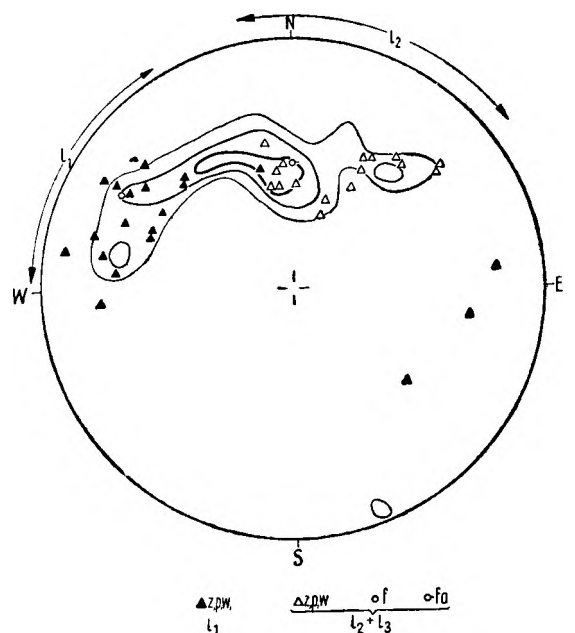
Fig. 26

Strefa graniczna między gnejsami, „szarogłazami” i łupkami w okolicach Włosienia i Platerówki

Foliacja i laminacja. Kontury: 2—4—12% (max. 16%), 205 pomiarów; ZII — drugie złupkowanie (26 pomiarów), K — powierzchnia kontaktu gnejsy/łupki

Boundary zone between the gneisses, „greywackes” and schists from the environs of Włosień and Platerówka

Foliation and lamination. Contours: 2—4—12% (max. 16%), 205 measurements; ZII — second cleavage (26 measurements), K — gneiss-schists contact surface



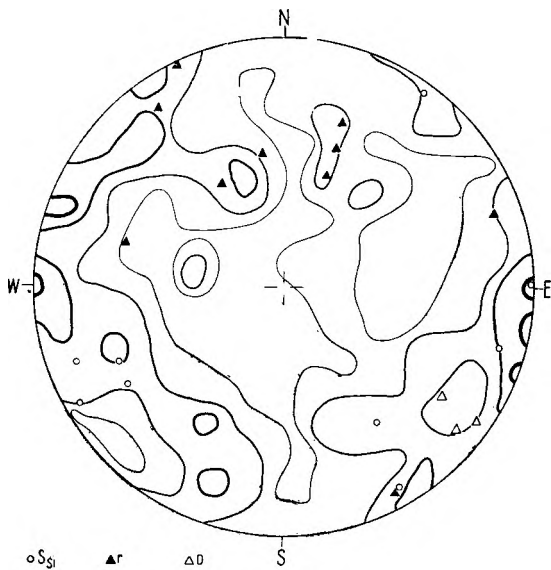


Fig. 28

Strefa graniczna między gnejsami, „szarogłazami” i łupkami w okolicach Włosienia i Platerówki

Spękania. Kontury: 0—1—2—4% (max. 4,5%), 265 pomiarów; S_{gl} — powierzchnia ślizgu, r — rysy na powierzchni ślizgu, D — powierzchnia dyslokacji

Boundary zone between the gneisses, „greywackes” and schists from the environs of Włosień and Platerówka

Fractures. Contours: 0—1—2—4% (max. 4.5%), 265 measurements; S_{gl} — slickensides, r — striae on slickensides, D — surface of dislocation

kujący. Może przy większej ilości pomiarów dałoby się uchwycić jakąś prawidłowość pozwalającą na jego wyjaśnienie.

W „szarogłazach” i gnejsach lineacja nie zawsze jest wyraźnie wykształcona i rozróżnienie jej generacji napotyka na poważne trudności.

Maksimum lineacji pojawia się na pograniczu pół występowania lineacji starszej l₁ i młodszej l₂; przypuszczalnie jest to maksimum pozorne.

„Szarogłazy” Zgorzelca i Jędrzychowic (fig. 29, 30)

Przy samym kontakcie z granodioritem skały te wykazują termiczne zmiany kontaktowe.

Skały w profilach objętych badaniami zmian takich wprawdzie nie wykazują, lecz są zbite i pozbawione w zasadzie foliacji. Pojawia się tylko wyraźna oddzielnosc zgodna z warstwowaniem. W partiach, gdzie istnieją warstwy łupkowe, pojawia się nieraz drugie złupkowanie. Struktury liniowe są bardzo skąpe. Wykształcone są one w postaci fałdów lub zmarszczkowania

Fig. 30

Kamieniołom szarogłazów na S od Jędrzychowic

Sp — spękania, W, L — warstwowanie, laminacja, Z_{II} — złupkowanie spękania, f — osie fałdów powierzchni warstwowania, z — zmarszczkowanie na powierzchni warstwowania, l(Z_{II}) — niezidentyfikowana lineacja na powierzchni złupkowania spękania, p(K) — przecięcie powierzchni warstwowania i złupkowania spękania (wyznaczone konstrukcyjnie), l-1 — pary odpowiadających sobie, krzyżujących się lineacji

Greywacke quarry at Jędrzychowice

Sp — fractures, W, L — bedding, lamination, Z_{II} — fracture cleavage, f — axes of folds of bedding surface, z — gouffrage on surface of bedding, l(Z_{II}) — indeterminate lineation on surface of fracture cleavage, p(K) — intersection of the surface of bedding and that of fracture cleavage (geometrically evaluated), l-1 — pairs of corresponding lineations cutting one the other

na płaszczyźnie warstwowania. Sporadycznie także obserwowano sfaldowanie powierzchni drugiego złupkowania.

Przy ogólnej słabej rekrytalizacji i sztywnym charakterze skał nie istnieją właściwe kryteria rozpoznawania generacji lineacji analogiczne do stosowanych we wschodnich rejonach. Ze względu na kierunek większość obserwowanych struktur liniowych odpowiadać by mogła lineacji starszej (l₁), uważanej

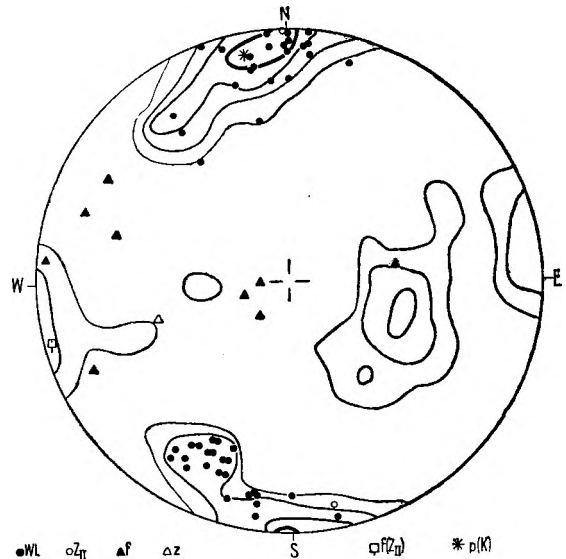


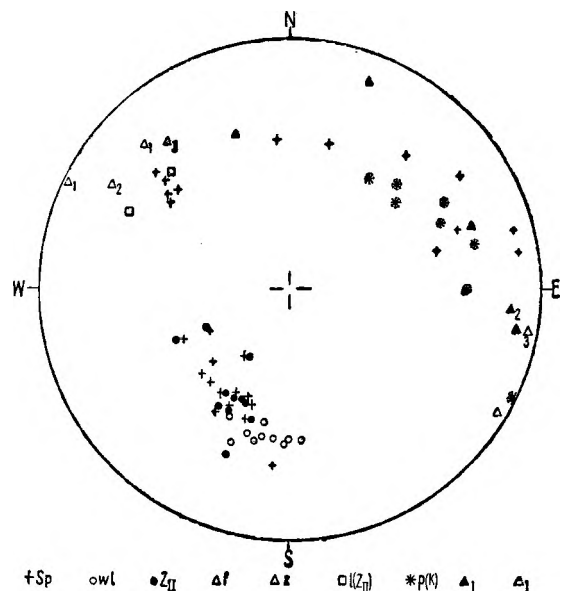
Fig. 29

Szarogłazy ze Zgorzelca

Spękania, kontury 1—2—4—6% (max. 7,2%), 433 pomiary; W, L — warstwowanie, laminacja, Z_{II} — złupkowanie spękania, f — osie fałdów powierzchni warstwowania, z — zmarszczkowanie na powierzchni warstwowania, f(Z_{II}) — oś fałdu powierzchni złupkowania spękania (wskazana asymetria), p(K) — przecięcie powierzchni warstwowania i złupkowania spękania (wyznaczone konstrukcyjnie)

Greywackes of Zgorzelec

Fractures, contours 1—2—4—6% (max. 7.2%), 433 measurements; W, L — bedding, lamination, Z_{II} — second cleavage (fracture cleavage), f — axes of folds of the bedding surface, z — gouffrage on bedding surface, f(Z_{II}) — axis of fold of fracture cleavage surface (showing asymmetry), p(K) — intersection of the surface of bedding and that of fracture cleavage (geometrically calculated)



za młodokaledońską (H. Teisseyre 1964), silnie rozwiniętej na wschodzie, a zapewne wygasającej ku zachodowi.

W niedużym kamieniołomie „szarogłazów” i łupków na S od Jędrzychowic (fig. 30) uderza nieduży kąt między warstwowaniem a drugim złupkowaniem, istnienie krzyżujących się na powierzchni warstwowania lineacji o nieuchwytnym następstwie, a nadto obecności lineacji na powierzchni drugiego złupkowania. Przecięcie powierzchni warstwowania i drugiego złupkowania niezgodne jest z większością obserwowanych lineacji. Liczyć się można w „szarogłazach” z trzema generacjami lineacji, lecz odpowiednia dokumentacja wymagałaby żmudnych i długotrwałych prac w szerszym ujęciu regionalnym.

Wschodnia część kompleksu gnejsowego — okolice Siedlęcina, Wrzeszczyna, Barcinka, Maciejowca, Radomic i Pasiecznika (fig. 31, 32)

Zapady foliacji są strome i obustronne przy biegu NW-SE. Z foliacją zawsze zgodne są różne wkładki w gnejsach. Są to przede wszystkim amfibolity i poamfibolitowe łupki biotytowe lub chlorytowe oraz drobnoziarniste jasne gnejsy „aplitowe”. Ten sam kierunek ma stratyfikacja całego kompleksu, tj. zróżnicowanie na gnejsy drobnoziarniste, gruboziarniste, granity, gnejsy jaśniejsze i ciemniejsze.

Lineacja starsza (I_1) wykształcona jest przeważnie w formie wydłużenia zespołów mineralnych i połączona z wyraźną rekrytalizacją łyszczyków a także kwarcu i skaleni. Czasem obecne są także płaskie fałdy bez pęknięć i załamania. Lineacja młodsza jest słabo rozwinięta w gnejsach i przeważnie zbliżona kierunkiem do kierunku upadu foliacji. Lokalne submaksima, jak np. $I_1 = 130/50$, pochodzą niemal w całości z pewnych grup odkrywek i są wynikiem rotacji całych wielkich bloków.

Ogólnie stwierdzić należy daleko idące podobieństwo do rejonu gnejsowego w pobliżu strefy granicznej z serią kaczawską (fig. 15, 17, 19, 21). Podkreślić przy tym należy, że diagramy (fig. 31 i 32) sporządzone zostały na podstawie pomiarów pochodzących z obszaru bez porównania większego niż rejon gnejsowy wschodniej części strefy granicznej.

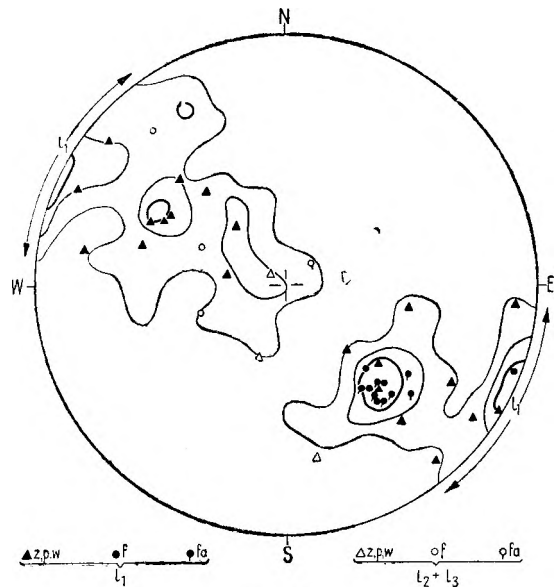


Fig. 32

Wschodnia część kompleksu gnejsowego (okolice Siedlęcina, Wrzeszczyna, Barcinka, Maciejowca, Radomic, Pasiecznika)

Lineacja. Kontury: 1—3—5% (max. 6,5%), 137 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), I_1 — lineacja starsza, I_2, I_3 — lineacje młodsze

Eastern part of the gneiss complex (environs of Siedlęcina, Wrzeszczyn, Barcinek, Maciejowec, Radomice, Pasiecznik)

Lineation. Contours: 1—3—5% (max. 6.5%), 137 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), I_1 — older lineation, I_2, I_3 — younger lineations

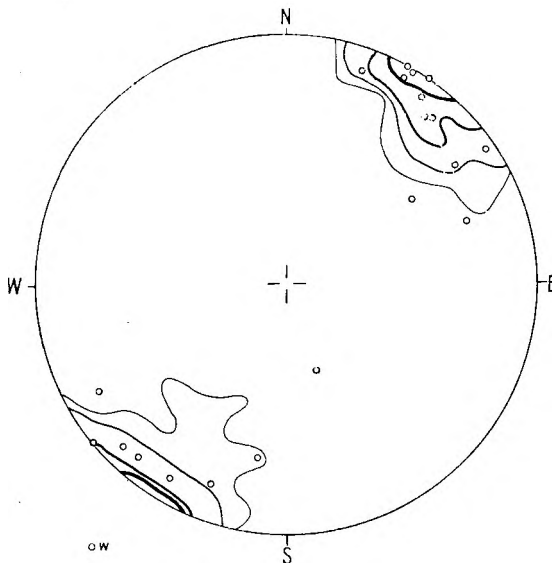


Fig. 31

Wschodnia część kompleksu gnejsowego (okolice Siedlęcina, Wrzeszczyna, Barcinka, Maciejowic, Radomic, Pasiecznika)

Foliacja. Kontury: 2—4—8—12% (max. 16%), 134 pomiary; W — wkładki amfibolitów, gnejsów aplitowych i kwarcytów w obrębie gnejsów i granitów

Eastern part of the gneiss complex (environs of Siedlęcina, Wrzeszczyn, Barcinek, Maciejowec, Radomice, Pasiecznik)

Foliation. Contours: 2—4—8—12% (max. 16%), 134 measurements; W — intercalations of amphibolites, aplitic gneisses and quartzites in gneisses and granites

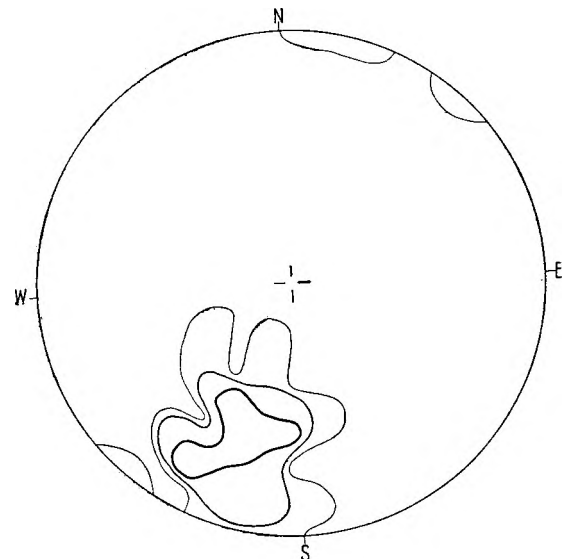


Fig. 33

Środkowa część kompleksu gnejsowego (okolice Chmielienia)

Foliacja. Kontury: 0—3—8% (max. 12%), 42 pomiary

Central part of the gneiss complex (environs of Chmielien)

Foliation. Contours: 0—3—8% (max. 12%), 42 measurements

Środkowa część kompleksu gnejsowego
okolice Chmielenia (fig. 33, 34)

Pomiary wykonane zostały w profilu wzdłuż toru kolejowego. W znacznej mierze występują tam bezkierunkowe lub prawie bezkierunkowe porfirowate granity. Tylko w pewnych strefach skały są wyraźnie ukierunkowane.

Znacznie przeważają północne upady foliacji. Dlatego leżąca w płaszczyźnie foliacji lineacja układa się w stosunkowo prosty pas. Starsza lineacja wyraźnie skupia się w głównym maksimum $l_1 \approx 320/30$, gdy tymczasem lineacja młodsza l_2+l_3 zapada ku E.

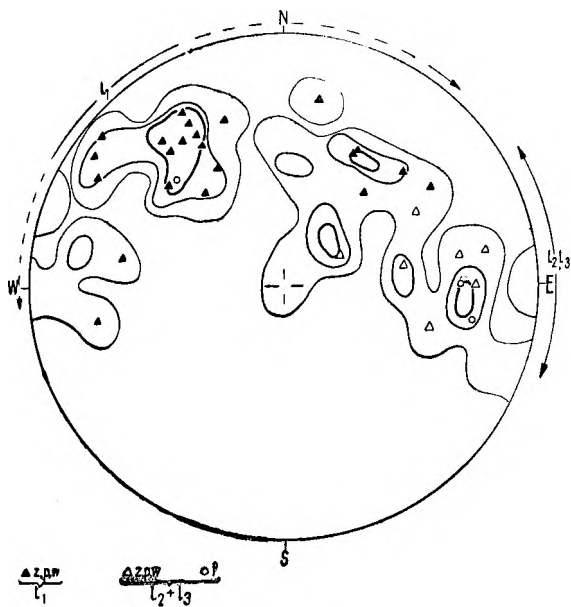


Fig. 34

Środkowa część kompleksu gnejsowego (okolice Chmielenia)
Lineacja. Kontury: 0—3—5% (max. 9%), 56 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów,
 l_1 — lineacja starsza, l_2, l_3 — lineacje młodsze

Central part of the gneiss complex (environs of Chmielenia)
Lineation. Contours: 0—3—5% (max. 9%), 56 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, l_1 — older lineation, l_2, l_3 — younger lineations

Północny rejon środkowej części kompleksu gnejsowego — ciemne gnejsy przełomu Kwisy na N od Leśnej i w Kościelnikach Średnich (fig. 35, 36)

Ten wyjątkowo dobrze jak na Pogórze Izerskie odsonięty rejon przedstawia się pod względem mezostrukturalnym jednolicie. Niewyraźna, a jednak uchwytna foliacja polegająca na ukierunkowaniu pasm serycytowych i biotytowych, ułożona jest monoklinalnie. Lineacja wykształcona jest niemal wyłącznie w formie wydłużenia zespołów mineralnych — agregatów skałeniowych i kwarcowych wśród plastrów serycytowych i biotytowych. Wyraźna choć niezbyt silna rekrytalizacja pozwala zaliczyć tę lineację do generacji starszej (l_1).

Środkowa część kompleksu gnejsowego — jasne gnejsy i granity na S od Leśnej (fig. 37, 38, 39)

Są to jasne granity dość silnie spękane, w których tylko w pewnych strefach pojawia się wyraźniejsza foliacja i lineacja. Badania mikroskopowe ujawniły, że ukierunkowanie ma charakter cienkich stref mylonitycznych z rekrytalizującym

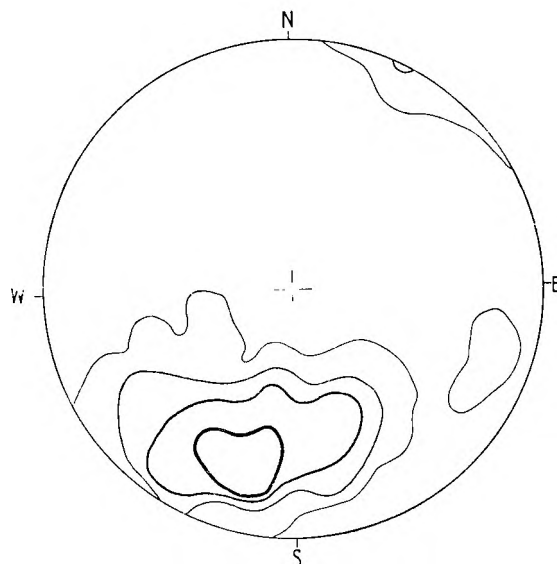


Fig. 35

Północny rejon środkowej części kompleksu gnejsowego — ciemne gnejsy przełomu Kwisy na N od Leśnej i w Kościelnikach Średnich

Foliacja. Kontury: 0—2—4—8% (max. 11,3%), 210 pomiarów

Northern region of the central part of the gneiss complex — dark gneisses in the Kwisa gorge N of Leśna, also at Kościelniki Średnie

Foliation. Contours: 0—2—4—8% (max. 11.3%), 210 measurements

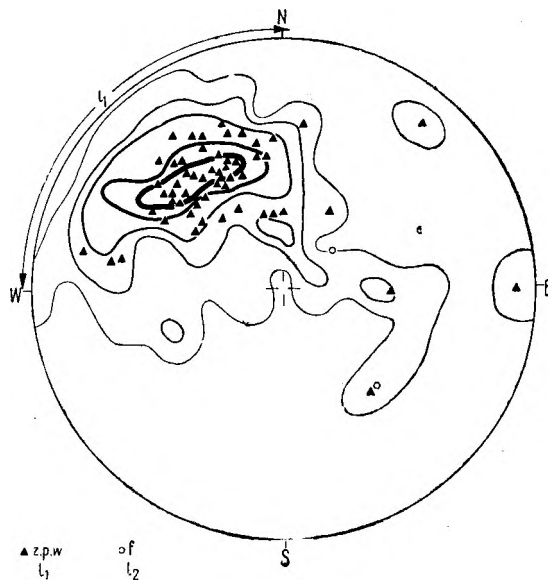


Fig. 36

Północny rejon środkowej części kompleksu gnejsowego — ciemne gnejsy przełomu Kwisy na N od Leśnej i w Kościelnikach Średnich

Lineacja. Kontury: 0—2—4—8—10% (max. 12,4%), 16 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, pręcikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, l_1 — lineacja starsza, l_2 — lineacja młodsza

Northern region of the central part of the gneiss complex — dark gneisses in the Kwisa gorge N of Leśna, also at Kościelniki Średnie

Lineation. Contours: 0—2—4—8—10% (max. 12.4%), 16 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, l_1 — older lineation, l_2 — younger lineation

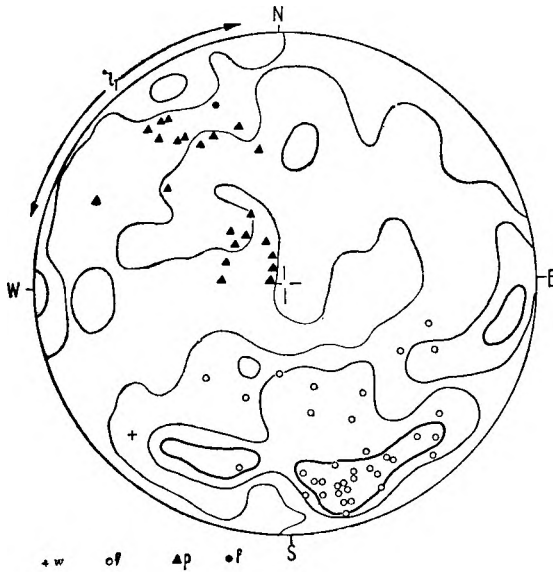


Fig. 37

Środkowa część kompleksu gnejsowego — jasne gnejsy i granity na S od Leśnej

Spękania i foliacja (łącznie). Kontury: 0—2—4% (max. 6,5%), 219 pomiarów; W — wkładka łupku lyszczkowego, F — foliacja (rozwinęta tylko w pewnych strefach), p — pręcikowość, f — fałd w łupku lyszczkowym, I₁ — lineacja starsza

Central part of the gneiss complex — light gneisses and granites S of Leśna

Fractures and foliation (jointly). Contours: 0—2—4% (max. 6.5%), 219 measurements; W — intercalation of mica schist, F — foliation (in some zones only), p — pencil structure, f — fold in mica schist

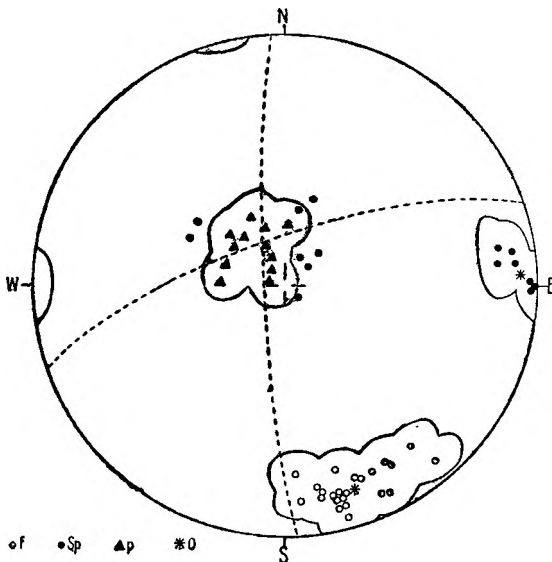


Fig. 38

Środkowa część kompleksu gnejsowego — jasne gnejsy i granity na S od Leśnej. Odkrywka u wylotu położonej najbardziej na północ sztolni,

F — foliacja, Sp — spękania, p — pręcikowość (kontury 0%), O — środki kół wielkich wrysowanych na diagramie

Central part of the gneiss complex — light gneisses and granites S of Leśna. Outcrop at the adit to the northernmost gallery along the highroad

F — foliation, Sp — fractures, p — pencil structure (contours 0%), O — poles of circles on the diagram

wzdłuż nich muskowitem (foliacja). Lineacja wynika z przecięcia takich nieregularnych powierzchni foliacji, czyli ma charakter pręcików.

Chociaż obszar badań w tym rejonie był stosunkowo mało rozległy, obserwuje się znaczne różnice położenia mezostruktur między poszczególnymi odkrywkami. Musiało nastąpić rozbicie na bloki i rotacja bloków względem siebie. Taki stan rzeczy powoduje rozmycie maksimów na diagramach zbiorczych.

Bardziej przejrzysta współzależność między mezostrukturami zaznacza się na diagramach dla poszczególnych odkrywek. Na diagramie figury 38 wyraźnie widać, że foliacja zgodna jest z głównym kierunkiem spękań, lineacja natomiast wynika z przecięcia płaszczyzn tego kierunku z drugim najważniejszym kierunkiem spękań. Pokrywa się to z obserwacjami mikroskopowymi o pręcikowym charakterze lineacji; prostopadle do lineacji wykształcony jest trzeci system spękań.

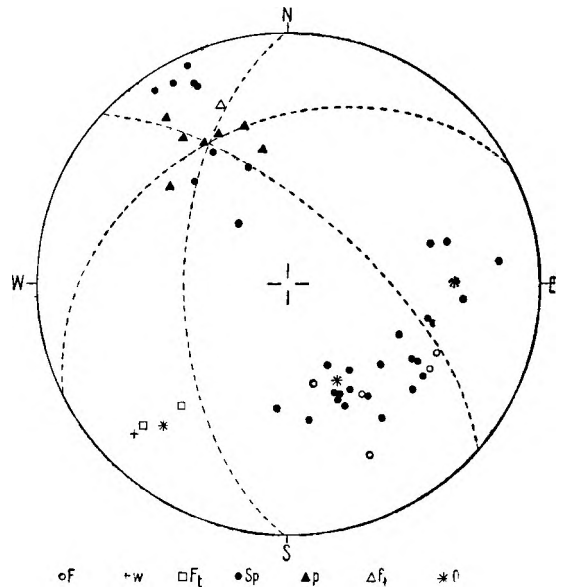


Fig. 39

Środkowa część kompleksu gnejsowego — jasne gnejsy i granity na S od Leśnej — odkrywka u wylotu sztolni drugiej od drogi nad potokiem

F — foliacja, W — wkładka łupku lyszczkowego, F₁ — foliacja w łupku lyszczkowym, Sp — spękania, p — pręcikowość, f₁ — fałd w łupku lyszczkowym, O — środki kół wielkich wrysowanych na diagramie

Central part of the gneiss complex — light gneisses and granites S of Leśna — at the adit to second gallery along the highway above the stream

F — foliation, W — intercalation of mica schist, F₁ — foliation in mica schist, Sp — fractures, p — pencil structure, f₁ — fold in mica schist, O — poles of circles on the diagram

Podobny obraz obserwować można na kolejnym diagramie — figura 39, choć tu mniej wyraźnie różnicują się pola foliacji i drugiego systemu spękań. W tej odkrywce w granicie znajduje się około metrowa, silnie wyprasowana wkładka drobnoblaszkowego łupku biotytoowo-sercyctowego. Foliacja w łupku zgodna jest w przybliżeniu z przebiegiem wkładki, natomiast niezgodna z foliacją w gnejsach, tworzących ukierunkowane strefy wśród granitów. Osie fałdu i gufrażu we wkładce kierunkiem odpowiadają pręcikowej lineacji w gnejsach.

Nielatwo jest rozstrzygnąć, której generacji opisana lineacja odpowiada. Jest ona wynikiem sztywnych, mylonitycznych deformacji, jednak dość wyraźna postdeformacyjna rekrystalizacja muskowitu pozwala ją chyba zaliczyć do lineacji starszej I₁, tym bardziej, że odpowiada jej ona kierunkiem (porównaj diagram — fig. 36).

Łupki i sąsiadujące gnejsy w otoczeniu Jeziora Żłotnickiego oraz okolic Stankowic, Wieży, Gryfowa Śląskiego i Krzewia Wielkiego (fig. 40, 41, 42)

W łupkach foliacja pokrywa się z laminacją, jak się zdaje pochodzenia osadowego. Położenie foliacji w łupkach jest takie same jak w gnejsach. Powierzchnie kontaktu gnejsy — łupki są zawsze zgodne z foliacją. Podobnie lineacja w gnejsach i łupkach rozkłada się w sposób do siebie zbliżony. Wszystkie struktury, a szczególnie lineacje młodsze l_2 i l_3 , są bez porównania lepiej rozwinięte w łupkach niż w gnejsach. Lineacja starsza l_1 w łupkach wykształcona jest w formie drobnego zmarszczkowania, rzadziej drobnych, „płynnych” fałdów. W gnejsach l_1 przyjmuje formę wydłużenia zespołów mineral-

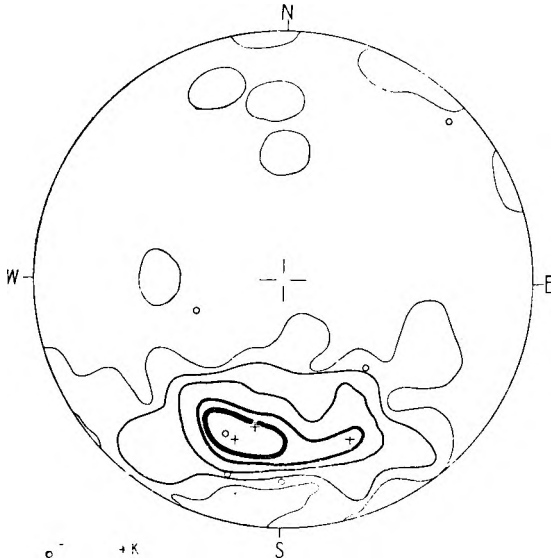


Fig. 40

Łupki i sąsiadujące gnejsy w otoczeniu Jeziora Żłotnickiego oraz miejscowości Stankowice, Wieża, Gryfów Śląski, Krzewie Wielkie

Foliacja i laminacja. Kontury: 0—2—4—8—12% (max. 15,5%), 122 pomiary; ZII — drugie złupkowanie, K — powierzchnia kontaktu gnejsy-łupki

Schists and adjacent gneisses around the Żłotniki Lake and in the environs of Stankowice, Wieża, Gryfów Śląski, Krzewie Wielkie

Foliation and lamination. Contours: 0—2—4—8—12% (max. 15,5%), 122 measurements; ZII — second cleavage, K — gneiss-schist contact surface

Fig. 42

Łupki i sąsiadujące gnejsy na północnym brzegu Jeziora Żłotnickiego (profil 7, fig. 11)

Kontur foliacji — 0%, 33 pomiary; z, p, w — zmarszczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), fla — osie drobnych fleksur (wskazana asymetria), ZII — drugie złupkowanie, K — powierzchnia kontaktu gnejsy-łupki, 1-1 — pary odpowiadających sobie krzyżujących się lineacji, l_1 — lineacja starsza, l_2 — lineacja młodsza, l_3 — lineacja najmłodsza, $l?$ — lineacja nie rozpoznanej generacji (51 pomiarów lineacji)

Schists and adjacent gneisses on northern shore of the Żłotniki Lake (profile 7, fig. 11)

Contour of foliation — 0%, 33 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), fla — axes of minor flexures (showing asymmetry), ZII — second cleavage, K — gneiss-schist contact surface, 1-1 — pairs of corresponding intersecting lineations, l_1 — older lineation, l_2 — younger lineation, l_3 — youngest lineation, $l?$ — lineation of indeterminate generation (51 lineation measurements)

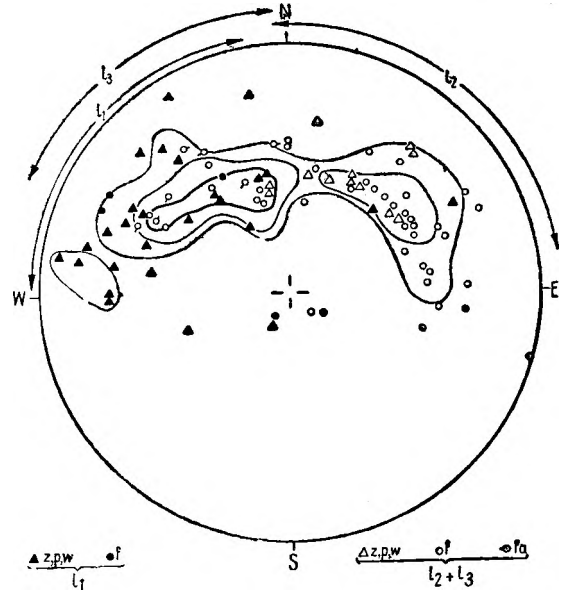


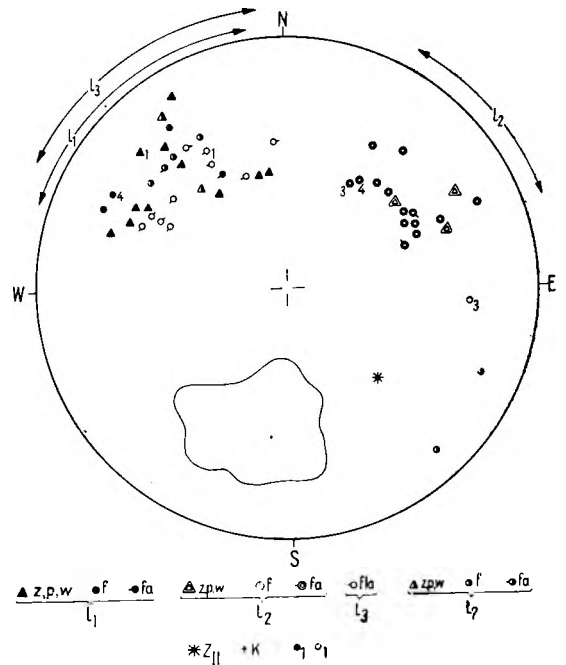
Fig. 41

Łupki i sąsiadujące gnejsy w otoczeniu Jeziora Żłotnickiego oraz okolic Stankowic, Wieży, Gryfowa Śląskiego, Krzewia Wielkiego

Lineacja. Kontury: 2—4—8% (max. 9,3%), 156 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), l_1 — lineacja starsza, l_2, l_3 — lineacje młodsze

Schists and adjacent gneisses around the Żłotniki Lake and in the environs of Stankowice, Wieża, Gryfów Śląski, Krzewie Wielkie

Lination. Contours: 2—4—8% (max. 9,3%), 156 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), l_1 — older lineation, l_2, l_3 — younger lineations



nych. Przy obfitości lyszczyków dołącza się zmarszczkowanie. Jak wszędzie przy starszej lineacji obserwuje się wyraźne objawy rekrytalizacji.

Lineacja wykazuje spory rozrzut, lecz zawsze leży w płaszczyźnie foliacji. Pewien, niezbyt zresztą duży, rozrzut położenia powierzchni foliacji powiększył rozrzut lineacji.

W grupie odkrywek łupków na północnym brzegu Jeziora Złotnickiego (fig. 42) udało się uchwycić kolejność deformacji wśród lineacji młodszych. Lineacja uznana za l_2 wykształcona jest jako gruby gufraż i sztywne fałdy deformujące lineację l_1 o osiach w przybliżeniu prostopadłych do l_1 . Najmłodsza lineacja l_3 — to fałdy typu fleksurowego, podkreślone pęknięciami. Ich osie zgodne są z kierunkiem lineacji, lecz bez wątpienia dają się od nich odróżnić. Lineacja l_3 deformuje lineację l_2 .

Jeśli nawet w danym miejscu niezrekrytalizowane, sztywne struktury pochylone ku NW deformują struktury o kierunku pochylecia NE, nie można tego ekstrapolować na inne regiony. Trzeba się liczyć z faktem, że drobne fleksury l_3 są związane w tym miejscu z jakąś młodą dyslokacją i pojawiają się tylko lokalnie.

Gnejsy w okolicach Platerówki, Zalipia i Grabiszyc (fig. 43)

Są to gnejsy zaliczane do tzw. gnejsów granodiorytowych. Wykazują niezbyt wyraźne kierunkowe tekstury, a miejscami pozbawione są w ogóle kierunkowości. Zbadane były dość pobieżnie tylko w swoich największych i najważniejszych wystąpieniach w wymienionych miejscowościach. Przy niewielkiej ilości pomiarów obserwować można ich wyraźne skupienie. Zarówno foliacja, polegająca głównie na zorientowanym ułożeniu rozwalcowanych pakietów sercytowych, jak i lineacja typu wydłużenia zespołów mineralnych, w znacznej mierze zapewne o charakterze zrotowanych przecików, ułożeniem swoim zgodne są z ogólnym rozprzestrzenieniem struktur dla tej części kompleksu. Lineacja zapewne odpowiada l_1 .

Rekrytalizacja postdeformacyjna, choć niewątpliwie istniejąca, nie jest intensywna. Tylko w niektórych miejscach sercyt z pakietów przekrytalizował w wyraźniejsze blaszki muskowitu.

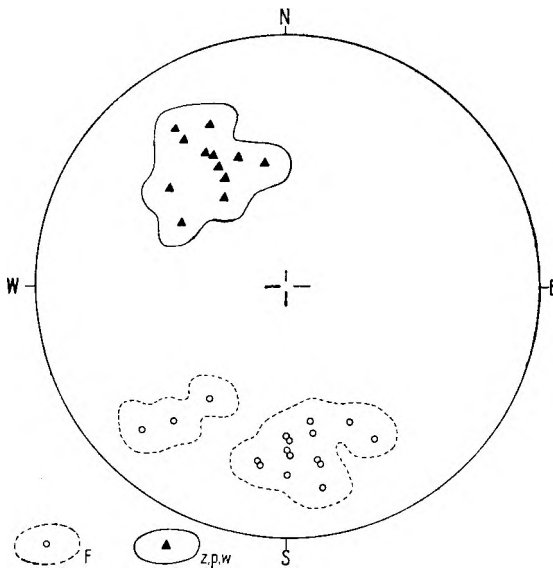


Fig. 43

Gnejsy w okolicach Platerówki, Zalipia, Grabiszyc

F — foliacja, kontur 0%, 17 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, przecikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, kontur lineacji 0%, 12 pomiarów

Gneisses in the environs of Platerówka, Zalipie, Grabiszyc

F — foliation contour 0%, 17 measurements, z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, contour of lineation 0%, 12 measurements

Gnejsy w okolicach Miedzianego (fig. 44)

W znacznej większości są to gnejsy, podobnie jak w Grabiszycach, z rodzaju gnejsów granodiorytowych z przejściem do granodiorytów. Częściowo bogatsze są one w skałki potasowe lub albit szachownicowy, a uboższe w ciemne składniki niż większość granodiorytów i gnejsów granodiorytowych. Nie zawsze uchwytyna foliacja i lineacja pod względem wykształcenia podobne są, jak w okolicy miejscowości Grabiszyc, ale są na ogół mniej wyraźne.

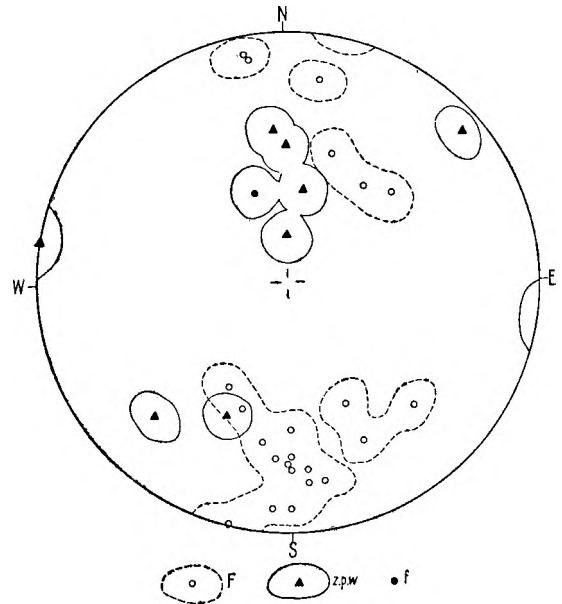


Fig. 44

Gnejsy w okolicach Miedzianego

F — foliacja, kontur 0%, 23 pomiary; z, p, w — zmarszczkowanie, przecikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — oś fałdu, 9 pomiarów lineacji

Gneisses in the environs of Miedziane

F — foliation, contour 0%, 23 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axis of fold, 9 lineation measurements

Rejon ten zbadany jest w stopniu niedostatecznym, choć wszystkie ważniejsze odślonięcia oraz wkopy zostały uwzględnione. Rozrzut foliacji pociąga za sobą znaczny rozrzut lineacji. Zmierzona lineacja zapewne należy do różnych generacji, jednak nie udało się tego ustalić z odpowiednią dozą pewności.

Granodioryty — w części ukierunkowane — w okolicach Krzewiny, Lutogniewic i Bratkowa (fig. 45)

Granodioryt wschodnioluzyczny w pewnych strefach wykazuje całkiem wyraźne ukierunkowanie o charakterze deformacyjnym. Wykształcona w ten sposób foliacja analogiczna jest do foliacji w gnejsach granodiorytowych i polega przede wszystkim na zorientowanym ułożeniu pakietów sercytowych i miejscami słabo zrekrystalizowanych stref kataklastyczno-mylonitycznych. Raczej wyjątkowo na powierzchni takiej foliacji napotkać można struktury linijne.

Położenie powierzchni foliacji zgodne jest z ułożeniem ważniejszych spękań i powierzchni ślizgowych w bezkierunkowych granodiorytach. Z tym samym kierunkiem zgodne są liczne w pewnych miejscach żyły apłitowe. Rysy na powierzchniach ślizgowych nie wykazują jednolitych kierunków i nie są zgodne z nielicznymi kierunkami lineacji typu wydłużenia zespołów mineralnych lub przecików na powierzchniach foliacji.

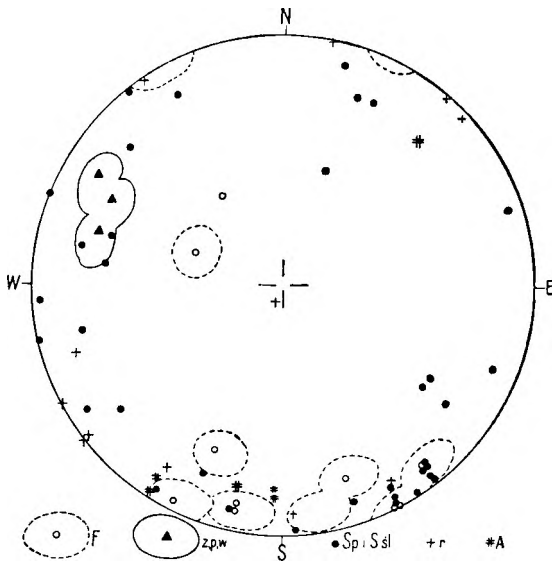


Fig. 45

Granodiority — w części ukierunkowane — w okolicach Krzewini, Lutogniewic, Bratkowa

F — foliacja, kontur 0%, 10 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, kontur 0%, 3 pomiary, Sp i Ssl — spękania i powierzchnie ślizgów, r — rysy na powierzchniach ślizgów, A — żyły apłitów

Granodiorites — partly directionally oriented in the environs of Krzewina, Lutogniewic, Bratków

F — foliation, contour 0%, 10 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, contour 0%, 3 measurements Sp and Ssl — fractures and slickensides, r — striae on slickensides, A — veins of aplites

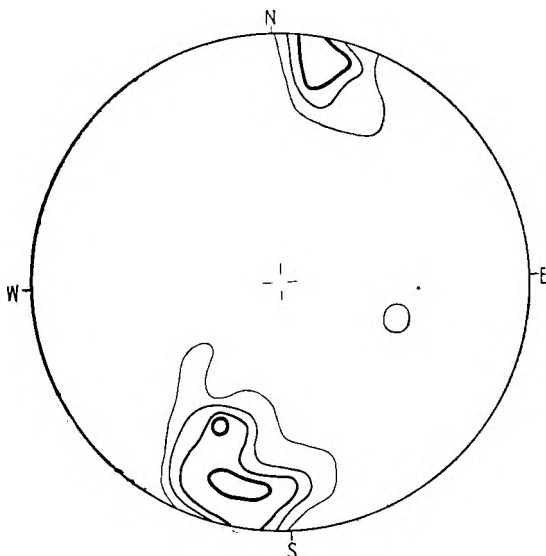


Fig. 46

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Lazně-Libverda wraz z przylegającymi gnejsami. Okolice Starej Kamienicy

Foliacja i laminacja. Kontury: 2—4—6—10% (max. 13%), 78 pomiarów,

Schist belt Wojcieszycze — Lazně-Libverda with the adjacent gneisses. Environs of Stara Kamienica.

Foliation and lamination. Contours: 2—4—6—10% (max. 13%), 78 measurements

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Lazně-Libverda wraz z przylegającymi gnejsami. Okolice Starej Kamienicy (fig. 46, 47)

Obustronne ku NE i SW, z przewagą ku NE, upady foliacji i laminacji w łupkach zgodne są z kierunkami foliacji w gnejsach. Lineacja starsza jest najczęściej łagodnie pochylona ku NW. Lineacja młodsza jest pochylona najczęściej ku NE. Obraz w wysokim stopniu analogiczny do sąsiadujących od północy rejonów.

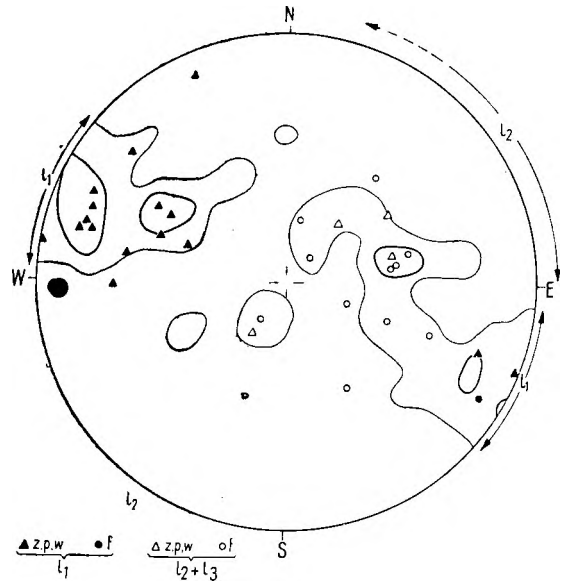


Fig. 47

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Lazně-Libverda wraz z przylegającymi gnejsami. Okolice Starej Kamienicy

Lineacja. Kontury: 2—4% (max. 6%), 101 pomiarów; z, p, w — zmarszczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, l₁ — lineacja starsza, l₂, l₃ — lineacje młodsze

Schist belt Wojcieszycze — Lazně-Libverda with the adjacent gneisses. Environs of Stara Kamienica

Lineation. Contours: 2—4% (max. 6%), 101 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, l₁ — older lineation, l₂, l₃ — younger lineations

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Lazně-Libverda. Okolice Gierczyna (fig. 48, 49)

Przy upadkach foliacji ku północy, lineacja w formie subtelnego zmarszczkowania, czasem fałdów z objawami wyraźnej rekrytalizacji — a zatem o cechach odpowiadających lineacji starszej (l₁) — pochylona jest stromo ku N i NE, choć wykazuje znaczny rozrzut kierunków. Lineacja młodsza l₂+l₃ w formie ostro załamanych płaskich fałdów przyjmuje kierunek około 300/30—40.

Na diagram konturowy naniesiono dodatkowo punktami obydwie generacje lineacji l₁ i l₂, a także lineacje nie rozpoznane pod względem przynależności do generacji. Obraz lineacji traktowanych łącznie jest dla tego rejonu identyczny jak dla innych zbadanych rejonów, jednak przy rozbiściu lineacji na generacje, co w omawianym przypadku nie następuje zasadniczych wątpliwości, okazuje się, że lineacja starsza i lineacja młodsza zamieniły się niejako miejscami przy nie zmienionym położeniu foliacji i laminacji.

Nasuwa się pytanie, czy takie rozłożenie lineacji jest wynikiem rotacji. Wtedy przy zachowanym położeniu płaszczyzny foliacji oś rotacji byłaby prostopadła do powierzchni foliacji. Czy młodsza, wszędzie o charakterze sztywnym i niezrekrytalizowana lineacja (l₂) przy lokalnie szczególnie silnych deformacjach i podatności skały na rekrytalizację mogła wykształcić

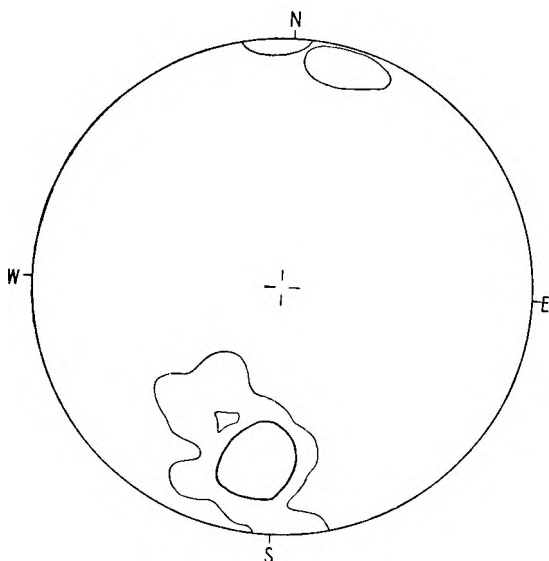


Fig. 48

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Okolice Gierczyna

Foliation and lamination. Contours: 0—10% (max. 23%), 30 pomiarów

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Environs of Gierczyn

Foliation and lamination. Contours: 0—10% (max. 23%), 30 measurements

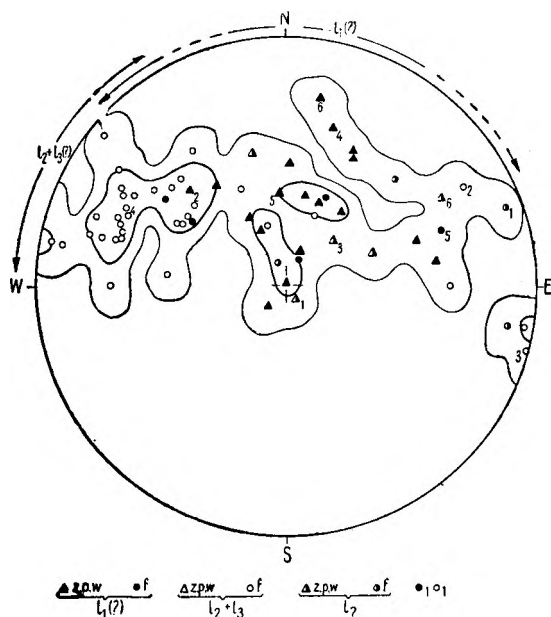


Fig. 49

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Okolice Gierczyna

Lineacja. Kontury 0—4—6% (max. 15%), 64 pomiary; z, p, w — zmarszczkowanie, przecikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, 1-1 — pary odpowiadających sobie krzyżujących się lineacji, l₁ — lineacja starsza, l₂, l₃ — lineacje młodsze, l₇ — lineacja nie rozpoznanej generacji

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Environs of Gierczyn

Lamination. Contours: 0—4—6% (max. 15%), 64 measurements; z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, 1-1 — pairs of corresponding intersecting lineations, l₁ — older lineation, l₂, l₃ — younger lineations, l₇ — lineation of indeterminate generation

zrekrytalizowane formy podobne do lineacji starszej, zacierając całkowicie istniejącą uprzednio starszą lineację l₁? Czy wreszcie mamy tu do czynienia z inną, nie spotykaną dotychczas generacją lineacji, która zatarta i przebudowała starszą lineację l₁, a na którą znacznie później nałożyły się sztywne deformacje lineacji młodszej l₂+l₃?

Podobne problemy wynikły przy badaniach mezostruktur w kamieniołomie łupków i leptynitów koło miejscowości Kotlina.

Pasma łupkowe Wojcieszyce—Laznė-Libverda, kamieniołom łupków i leptynitów plamistych na W od miejscowości Kotlina (fig. 50, 51)

Foliacja, laminacja i warstwowanie zapadają na ogół ku północy i nie wykazują zaburzeń. Na powierzchni foliacji obserwować można w licznych miejscach krzyżujące się dwa rodzaje lineacji w przybliżeniu do siebie prostopadłe. Są to:

1. Oznaczona na diagramie jako l₁ (?) słabo widoczna lineacja typu subtelnego, płaskiego zmarszczkowania, jak się wydaje, z rekrystalizacją minerałów blaszkowych. Nigdzie nie wykształca ona grubszego zmarszczkowania lub fałdów. Koncentruje się wyraźnie na kierunku powszechnym dla lineacji l₁ dla całego kompleksu izerskiego.

2. Lineacja oznaczona jako l₂ (?) wykształcona jest jako drobne lub średnie, często wyraźne zmarszczkowanie i równoległe do niego fałdy o płynnych raczej, nie załamanych krzywiznach. Łyszczki rekrystalizują wyraźnie zgodnie z tym kierunkiem. Jest to główna, najwyraźniejsza lineacja w skale. Jej sposób wykształcenia odpowiada całkowicie normalnemu wykształceniu lineacji starszej (l₁) w innych rejonach, zaś kierunek odpowiada młodszej lineacji l₂, nie dającej z reguły wyraźnych maksimów. Mimo że omawiana lineacja krzyżuje często na jednej powierzchni lineację opisaną poprzednio (l₁?), trudno wyrobić sobie opinię o wzajemnym stosunku tych struktur. Jak się zdaje, lineacja o kierunku l₁ (?) jest starsza i częściowo zatarta przez młodszą l₂ (?).

3. W pewnych partiach łupkowych pojawiają się rzadko rozmieszczone, pojedyncze raczej, płaskie fałdy o nieregularnych, często skracających osiach i o daszkowato załamanych krzy-

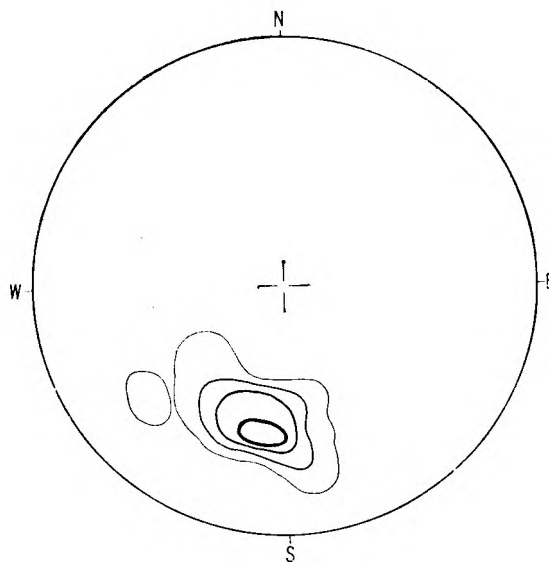


Fig. 50

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda, kamieniołom łupków i leptynitów plamistych na W od miejscowości Kotlina

Foliation, lamination and stratification. Contours: 0—5—20—40% (max. 55%), 90 pomiarów

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda, quarry in the schists and spotty leptinites W of Kotlina

Foliation, lamination and stratification. Contours: 0—5—20—40% (max. 55%), 90 measurements

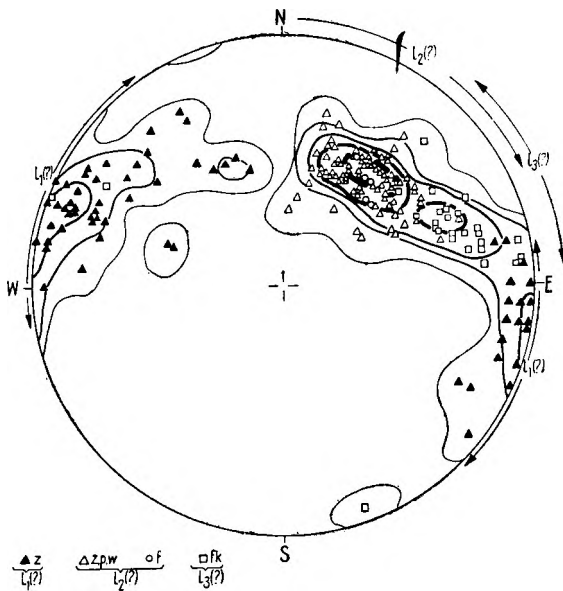


Fig. 51

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda, kamieniołom łupków i leptynitów plamistych na W od miejscowości Kotlina
Lineacja. Kontury: 0—2—4—8—12% (max. 17,3%), 185 pomiarów; z — zmaczczkowanie, z, p, w — zmaczczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fk — osie fałdów typu „kink bands” (objaśnienie w tekście), l_1 — lineacja starsza, l_2 — lineacja młodsza, l_3 — lineacja najmłodsza (?), patrz dyskusja w tekście

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda, quarry in the schists and spotty leptinites W of Kotlina

Lineation. Contours: 0—2—4—8—12% (max. 17,3%), 185 measurements; z — gouffrage, z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fk — axes of folds of the type of „kink bands” (as explained in the text), l_1 — older lineation, l_2 — younger lineation, l_3 — youngest lineation (?), see discussion in the text

wiznach (l_3). Fałdy te na jednej powierzchni krzyżują się, wygasają i wykazują znaczny rozrzut kierunków i często skręcające osie. O tego rodzaju formach jako specjalnie charakterystycznej odmianie sztywnych deformacji w łupkach łuszczyczkowych wspomina H. Teisseyre (1969), używając dla nich terminu „kink bands”. Ze względu na zbieżność kierunków tych fałdów i lineacji l_2 (?) trudno ustalić, czy ta ostatnia jest przez nie deformowana. Fałdy typu „kink bands” mają sztywny charakter i odpowiadają stylem i sposobem wykształcenia lineacji młodszej l_2+l_3 , opisywanej w innych rejonach. Z tego względu wydaje się, że lineacja l_3 jest młodsza od l_2 (?). Jej maksimum na diagramie przesunięte jest nieco względem maksimum l_2 (?).

Nawiązując do poprzednio omówionego rejonu Gierczyna (fig. 48, 49), uderza zbieżność kierunków i ten sam sposób wykształcenia lineacji o kierunku N i NE i pochyleniu 40—60° l_1 z Gierczyna i l_2 (?) z Kotliny. Należą one zapewne do tego samego systemu lineacji.

Mezozstruktury w rejonie Gierczyna i Kotliny trudne są do jednoznacznej interpretacji. Opisana anomalia występuje na stosunkowo niewielkim obszarze w porównaniu z całym Pogórzem Izerskim. Już w Krobicy w przelomie Kwisy przebieg mezozstruktur jest analogiczny do całego kompleksu izerskiego. Zakłócenia w ułożeniu lineacji w okolicy Gierczyna i Kotliny mają więc charakter lokalny.

Pasma łupkowe Wojcieszyce—Laznė-Libverda.
Koryto Kwisy i kamieniołom w Krobicy
(fig. 52, 53)

Dzięki licznym odkrywkom w korycie rzeki Kwisy i dużemu czynnemu kamieniołomowi, łupki łuszczyczkowe i towarzyszące im śródlupkowe gnejsy w okolicy Krobicy są dość dobrze odsłonięte.

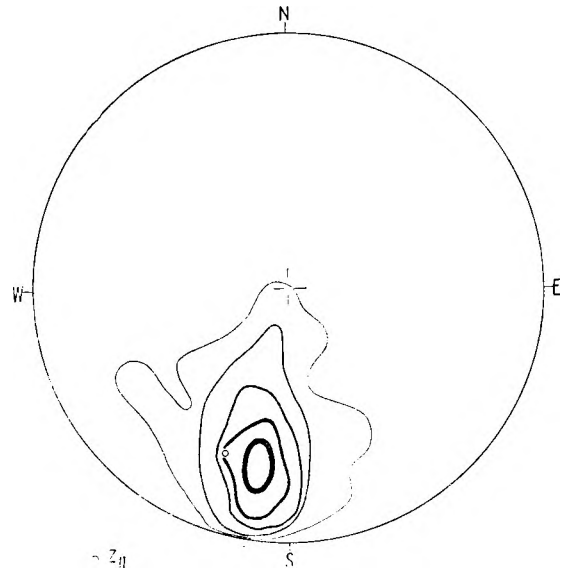


Fig. 52

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Koryto Kwisy i kamieniołom w Krobicy

Foliacja i laminacja. Kontury: 0—2—5—10—20% (max. 26%), 157 pomiarów.
ZII — drugie złupkowanie

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Bed of the Kwisa river and quarry at Krobica

Foliation and lamination. Contours: 0—2—5—10—20% (max. 26%), 157 measurements, ZII — second cleavage

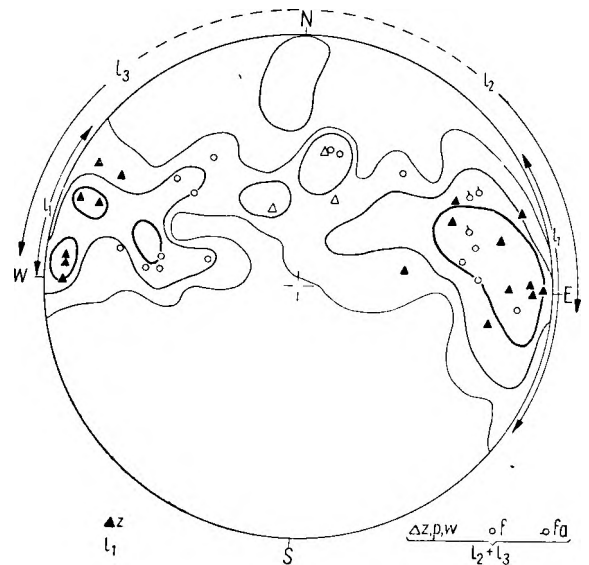


Fig. 53

Pasma łupkowe Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Koryto Kwisy i kamieniołom w Krobicy

Lineacja. Kontury: 0—2—4—8% (max. 13%), 111 pomiarów; z — zmaczczkowanie, z, p, w — zmaczczkowanie, precikowość, wydłużenie zespołów mineralnych, f — osie fałdów, fa — osie fałdów (wskazana asymetria), l_1 — lineacja starsza, l_2, l_3 — lineacje młodsze

Schist belt Wojcieszyce — Laznė-Libverda. Kwisa river bed and quarry at Krobica

Lineation. Contours: 0—2—4—8% (max. 13%), 111 measurements; z — gouffrage, z, p, w — gouffrage, pencil structure, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — axes of folds (showing asymmetry), l_1 — older lineation, l_2, l_3 — younger lineations

Foliacja zgodna jest zawsze z laminacją w gnejsach i łupkach. Zapada ku północy przy pewnej zmienności kątów upadu.

Lineacja leży zawsze w płaszczyźnie foliacji. Wyróżnić można lineację starszą l_1 w postaci drobnego, nie zawsze wy-

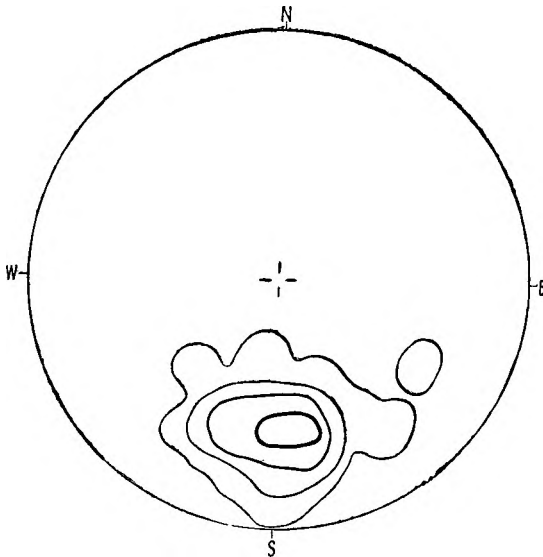


Fig. 54

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Łaznė-Libverda. Koryto rzeki i odkrywki w Czerniawie

Foliation and lamination. Contours: 0—5—10—20% (max. 26%), 117 pomiarów
Schist belt Wojcieszycze — Łaznė-Libverda. River bed and outcrops at Czerniawie

Foliation and lamination. Contours: 0—5—10—20% (max. 26%), 117 measurements

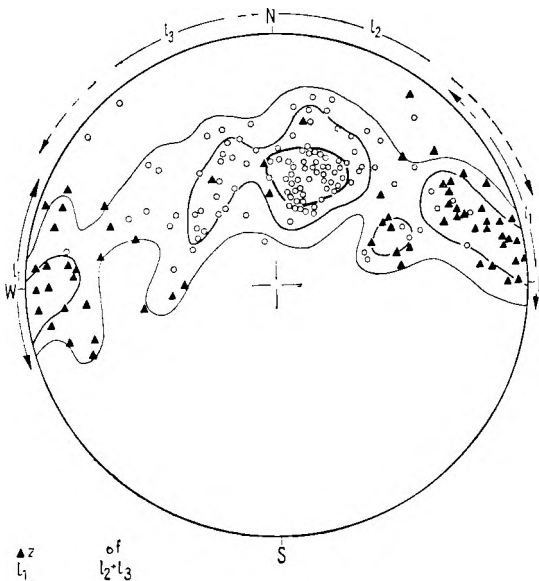


Fig. 55

Pasma łupkowe Wojcieszycze — Łaznė-Libverda. Koryto rzeki i odkrywki w Czerniawie

Lineation. Contours: 1—3—6% (max. 12%), 184 pomiary; z — zmszczowanie, f — osie fałdów, l_1 — lineacja starsza, l_2, l_3 — lineacje młodsze
Schist belt Wojcieszycze — Łaznė-Libverda. River bed and outcrops at Czerniawie

Lineation. Contours: 1—3—6% (max. 12%), 184 measurements; z — goufrage, f — axes of folds, l_1 — older lineation, l_2, l_3 — younger lineations

rażnie widocznego zmarszczkowania, połączonego z niewątpliwie wyraźną rekrytalizacją minerałów blaszkowych.

Lineacja młodsza (l_2+l_3) wykształcona jest w postaci sztywnych, rzadkich, płaskich, przełamanych fałdów typu „kink bands”. Fałdy te wykazują duży rozrzut. Niekiedy na jednej powierzchni foliacji obserwować można kilka wzajemnie przecinających się fałdów tego typu, lecz nie można ustalić kolejności deformacji. Mimo dużego rozrzutu kierunków pochylenia lineacji młodszej l_2 i l_3 trzeba ją traktować łącznie i nie sposób w jej obrębie ustalić kolejności deformacji.

Pasma łupkowe Wojcieszycze—Łaznė-Libverda. Koryto rzeki i odkrywki w miejscowości Czerniawie (fig. 54, 55)

Foliacja i zgodna z nią laminacja w łupkach w miejscowości Czerniawie zapada monoklinalnie ku północy.

Lineacja leży w płaszczyźnie foliacji, lecz wykazuje duży rozrzut. Składają się na nią lineacja starsza (l_1) w formie drobnego, dobrze zrekrystalizowanego zmarszczkowania i fałdy typu „kink bands” (l_2+l_3).

Obydwa systemy wykazują spory rozrzut, jednak wyraźnie koncentrują się w kierunkach typowych dla całego kompleksu izerskiego.

Nie ulega jednak wątpliwości, że istnieją, aczkolwiek nieliczne, struktury typu dobrze zrekrystalizowanego zmarszczkowania, pochylone ku północy. W zestawieniu z obserwacjami z Gierczyna i Kotliny trzeba się liczyć, że istnieje może na omawianym obszarze jakaś lineacja zrekrystalizowana inna od l_1 , o kierunku do niej prostopadłym.

Gnejsy na południe od pasma łupkowego Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, hornfelsy Wysokiego Grzbietu i strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego (fig. 56—61)

W strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego skały wykazują dość wyraźną foliację i niezbyt wybitną laminację. Zdaniem J. i M. Szalamachów (1966), zarówno foliacja, jak i laminacja

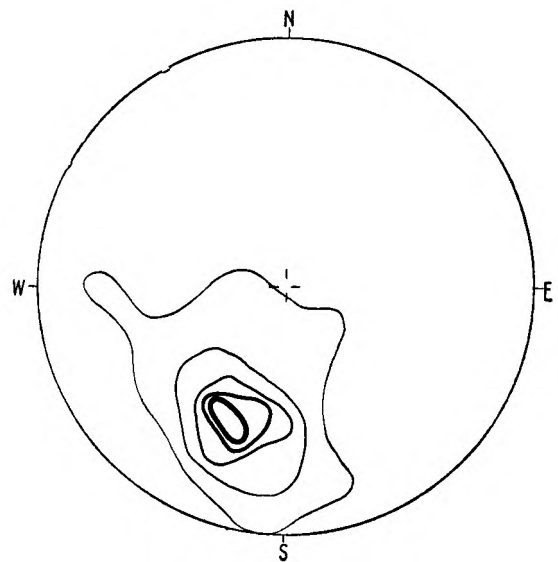


Fig. 56

Gnejsy na S od pasma łupkowego Wojcieszycze—Łaznė-Libverda poza strefą dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego

Foliation (według J. i M. Szalamachów, 1966). Contours: 1—4—8—11—14%, 125 pomiarów

Gneisses S of the schist belt Wojcieszycze — Łaznė-Libverda beyond the dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Foliation (after J. & M. Szalamacha 1966). Contours: 1—4—8—11—14%, 125 measurements

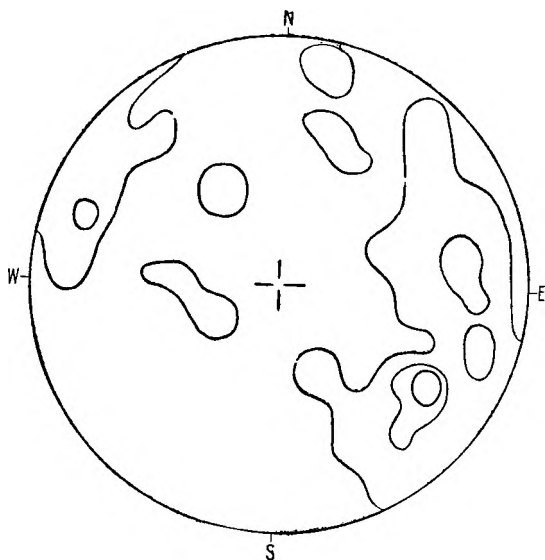


Fig. 57

Gnejsy na S od pasma łupkowego Wojcieszycy—Lazně-Libverda poza strefą dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego

Lineacja (według J. i M. Szalamachów, 1968). Kontury: 4—8—15%, 80 pomiarów

Gneisses S of the schist belt Wojcieszycy — Lazně-Libverda beyond the dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Lineation (after J. & M. Szalamacha, 1968). Contours: 4—8—15%, 80 measurements

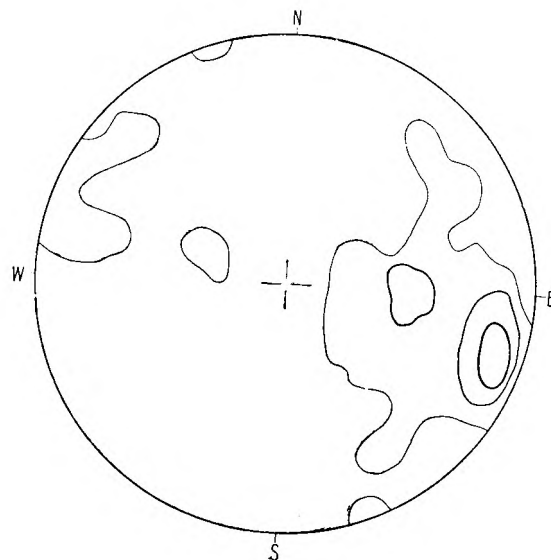


Fig. 59

Hornfelsy Grzbietu Wysokiego poza strefą dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego

Lineacja (według J. i M. Szalamachów, 1968). Kontury: 5—13—19%, 50 pomiarów

Hornfelses of Wysoki Grzbiet Izerski beyond the dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Lineation (after J. & M. Szalamacha, 1968). Contours: 5—13—19%, 50 measurements

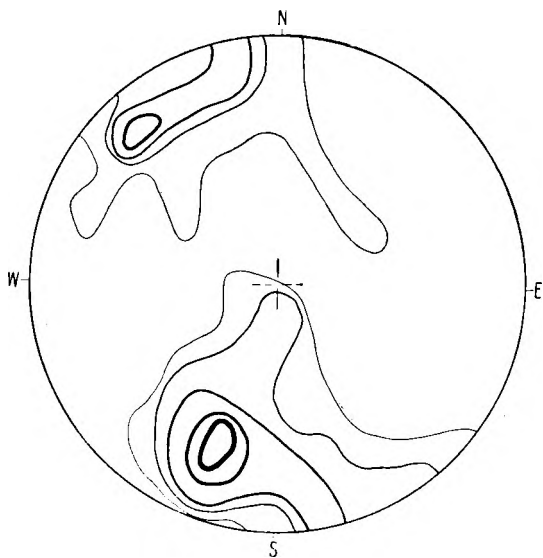


Fig. 58

Hornfelsy Grzbietu Wysokiego poza strefą dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego

Foliacja (według J. i M. Szalamachów, 1966). Kontury: 1—2—4—6—7%, 100 pomiarów

Hornfelses of Wysoki Grzbiet Izerski beyond the dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Foliation (after J. & M. Szalamacha, 1966). Contours: 1—2—4—6—7%, 100 measurements

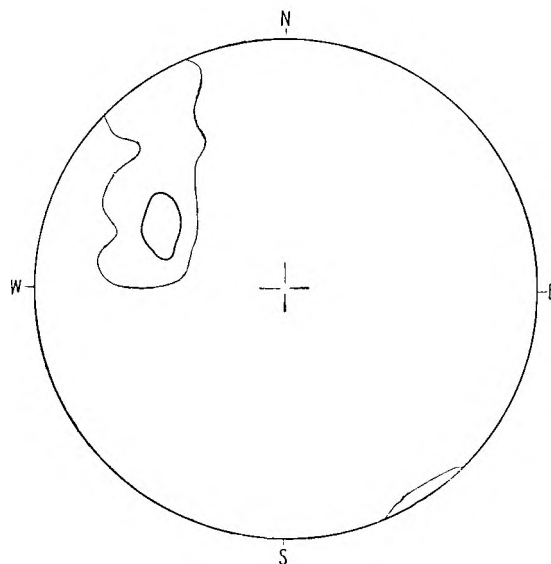


Fig. 60

Strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego

Foliacja i laminacja. Kontury: 0—20% (max. 32%), 28 pomiarów

Dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Foliation and lamination. Contours: 0—20% (max. 32%), 28 measurements

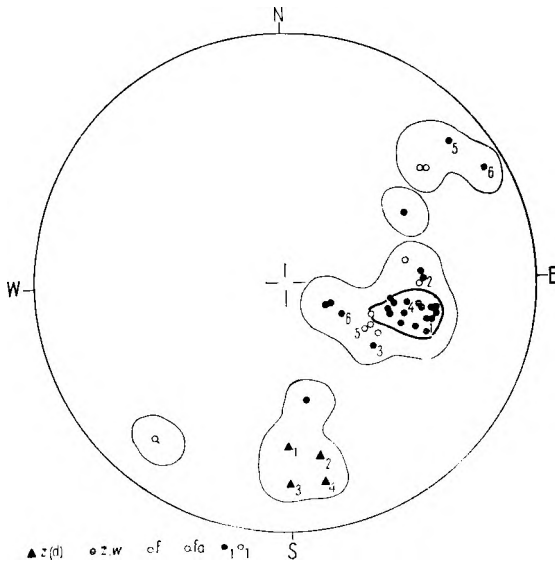


Fig. 61

Strefa dyslokacyjna Rozdroża Izerskiego

Lineacja. Kontury: 0—20% (max. 26%), 39 pomiarów; z(d) — zmarszczkowanie szczególnie drobne, z, w — zmarszczkowanie, wydłużenie zespołów mineralnych, f — fałdy, fa — fałdy (wskazana asymetria), 1-1 — pary odpowiadających sobie, krzyżujących się lineacji

Dislocation zone of Rozdroże Izerskie

Lination. Contours: 0—20% (max. 26%), 39 measurements; z(d) — exceptionally fine gouffrage, z, w — gouffrage, elongation of mineral assemblages, f — axes of folds, fa — folds (showing asymmetry), 1-1 — pairs of corresponding lineations, cutting one the other

powstały w skałach w wyniku silnych deformacji i przebudowania tekstury skał w strefie dyslokacyjnej oraz skwarcowania.

Cytowani autorzy obserwowali w skałach kolejne stadia przebudowy dawnych pierwotnych laminacji i foliacji na obecne wtórne, zgodne swoim kierunkiem z przebiegiem strefy dyslokacyjnej (fig. 60), natomiast niezgodne z foliacją w otaczających gnejsach (fig. 56) oraz z przeważającą foliacją w hornfelsach Wysokiego Grzbietu (fig. 58). Część jednak pomiarów foliacji w hornfelsach odpowiada kierunkiem strefie dyslokacyjnej.

Położenie kierunków lineacji w strefie dyslokacyjnej (fig. 61) według badań autora zgadza się całkowicie z obserwacjami J. i M. Szałamachów (1966). Trzeba jedynie podkreślić, że w głównym maksimum o kierunku 105/50 uczestniczą poza zmarszczkowaniem i wydłużeniem zespołów mineralnych także nieliczne drobne fałdy. Sporadycznie obserwowano szczególnie drobne zmarszczkowanie około 170—180/20—40.

J. i M. Szałamachowie (1966) zauważają zgodnie z M. Mierzejewskim (u J. i M. Szałamachów nie podana pozycja bibliograficzna), że lineacja w strefie dyslokacyjnej zgodna jest z lineacją w gnejsach i hornfelsach poza tą strefą (fig. 57, 59). Tym samym jest ona w przybliżeniu zgodna z regionalnym przebiegiem najważniejszej lineacji (l_1) w całym kompleksie izerskim.

Główna — starsza lineacja (l_1) w kompleksie izerskim przebiega — mimo znacznych odchyień — w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem biegu foliacji. Natomiast w strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów lineacja jest niemal dokładnie zgodna z kierunkiem upadu foliacji. Jeśli w strefie dyslokacji foliacja uległa przemodelowaniu, jak można sądzić za J. i M. Szałamachami (1966), i doszło do powstania wtórnej laminacji, to znikome są szanse, by zachowała się lineacja sprzed dyslokacji. Mało prawdopodobne zatem, żebyśmy mieli tu do czynienia z reliktową starszą lineacją, zachowaną mimo przeobrażeń w strefie dyslokacyjnej.

Typ wykształcenia, styl deformacji i stopień rekrystalizacji głównej lineacji w strefie dyslokacyjnej

i starszej lineacji l_1 w całym kompleksie izerskim jest podobny.

Trzeba mieć jednak na uwadze, że w pobliżu intruzji granitu Karkonoszy musiała nastąpić wyraźna rekrystalizacja i nie można ocenić, czy przed intruzją skała była zrekrystalizowana, czy nie. Zresztą wpływ granitu Karkonoszy nie ograniczał się zapewne do najbliższego jego otoczenia i możliwe, że najważniejsze procesy rekrystalizacji na całym Pogórzcu Izerskim następowały w związku z tą intruzją.

Zachodzi pytanie, w jakim genetycznym związku pozostają lineacje wykazujące zbliżone kierunki w całym kompleksie izerskim i w omawianej strefie dyslokacyjnej.

Lineacja starsza l_1 w kompleksie izerskim wykształcona niejednokrotnie w postaci fałdów jest zapewne zgodna z osią głównych struktur fałdowych w tym rejonie. Jest ona wynikiem działającej pary sił skierowanej od N i S lub od NE i SW.

Efektom podobnie skierowanej pary sił musiała być lineacja w strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów. Należy się chyba liczyć z faktem, że lineacja w strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego i Izerskich Garbów może być jednakowa i związana genetycznie z główną lineacją starszą l_1 w całym kompleksie izerskim.

U w a g i k o ń c o w e

Rozważania nad wiekiem tektogenezy, a zatem wiekiem głównych lineacji w regionie izerskim, nie mogą ograniczać się do tego tylko regionu. Kontrowersyjny i nie ustalony jest wiek najważniejszych skał kompleksu — gnejsów i granitów, a także wkładek suprakrystalnych w gnejsach. Jediną szansą ustalenia wieku tektogenezy jest nawiązanie struktur kompleksu izerskiego do obszarów o wiarygodnej stratygrafii i udokumentowanych strukturalnie.

Nie ulega wątpliwości, że pod względem mezo-strukturalnym istnieje uderzająca, daleko posunięta analogia między kompleksem izerskim a serią łupkową Gór Kaczawskich. Wynika to niewątpliwie z danych mezo-strukturalnych obu jednostek (H. Teisseyre 1964). Analogia ta obejmuje nie tylko tę samą ilość generacji lineacji i zgodność ich kierunków, lecz także sposób wykształcenia mezostruktur i efekty postdeformacyjnej rekrystalizacji, z uwzględnieniem oczywiście innych własności mechanicznych skał obu jednostek.

Wspomnianą analogię podkreślają mocno J. Górczyca-Skała (1966), H. Teisseyre (1967, 1968a, 1968b), a także autor (1966). Wszyscy nie mają wątpliwości, że główna lineacja oznaczona w niniejszej pracy jako „lineacja starsza” l_1 odpowiada B_1 , a młodsze l_2 i l_3 odpowiadają B_2 i B_3 H. Teisseyre'a (1964), i że lineacje te powstały odpowiednio jednocześnie.

Drobne struktury, dominujące w najwyższym prekambryze i kambro-sylurze kaczawskim (lineacja B_1), związane są genetycznie z dużymi formami fałdowymi i nasunięciami (H. Teisseyre 1968a). Podobnie ma się rzecz z lineacją l_1 w kompleksie izerskim, tylko możliwość rekonstrukcji tych struktur jest

znacznie gorsza ze względu na bardziej monotonna litologię.

Lineacje B_2 i B_3 , odpowiadające I_2 i I_3 jako wynik młodszych odkształceń, zdradzają większą sżywność.

Zdaniem H. Teisseyre'a (1967, 1968a, 1968b) dominująca lineacja B_1 w Górach Kaczawskich, a zatem i I_1 w kompleksie izerskim, jest wynikiem tektogenezy młodokaledońskiej, i z nią zapewne należy łączyć efekty metamorfizmu. Takie stanowisko zgodne jest z poglądami E. Bederkego (1924, 1929). Również J. Chaloupský (1965) w południowych Karkonoszach, wyróżniając dwie serie — algoncką i ordowicko-sylurską, przyjmuje dla nich ten sam związany z tektogenezą młodokaledońską wiek głównej deformacji. J. Teisseyre (1968a) przyjmuje także młodokaledoński wiek głównego fałdowania dla wschodniej okrywy granitu Karkonoszy.

H. Brause (1965, 1969) i H. Jaeger (1963), opierając się na danych pochodzących ze wschodnich Łużyc, zaprzeczają istnieniu tektogenezy młodokaledońskiej w Górach Kaczawskich i przyjmują waryscyjski wiek głównej deformacji. Przeciwno tym stwierdzeniom H. Teisseyre (1968b) wysuwa szereg przekonujących kontrargumentów. Należy się chyba jednak liczyć z faktem, że ku zachodowi zanikają efekty tektogenezy młodokaledońskiej, a tym samym wyraźniejsze stają się efekty tektogenezy waryscyjskiej. W rzeczywistości bowiem, na obszarze kompleksu skał granitoidowych Pogórza Izerskiego i wschodnich Łużyc oraz sąsiadujących z nim od północy łupków i „szarogłazów”, ku zachodowi maleje zarówno stopień zaangażowania tektonicznego skał, jak i efekty postdeformacyjnego przekryształizowania. Tak więc jasne gnejsy na wschodzie ku zachodowi przechodzą w granity, ciemne gnejsy granodiorytowe przechodzą w granodioryty, zaś łupki łuszczycowe i sercytowe przechodzą w skały o podobnym składzie, lecz pozbawione niemal foliacji, zaliczane do łużyckiej formacji szarogłazowej.

Takie osłabienie efektów metamorfozy dyslokacyjnej oznacza jednocześnie zanik dominującej na wschodzie lineacji starszej (I_1), uważanej za młodokaledońską.

Podkreślić jednak trzeba, że Z. Berezowski (Berezowski & Chorowska 1967) obserwował w kambrze, dewonie i dolnym karbonie koło Jędrzychowic na N od Zgorzelca fałdy o osiach pochyłonych przeważnie ku NW. Jest to kierunek zgodny z główną lineacją starszą (I_1), a także ze słabo rozwiniętą na wschodzie młodszą lineacją (I_3).

Obok malejącego ku zachodowi stopnia deformacji, obserwujemy fakt opisany szerzej w rozdziale III, że ku zachodowi odsłaniają się coraz to głębsze poziomy skał granitoidowych.

Wyraźnie trzeba tu jednak oddzielić odległe zapewne w czasie procesy formowania się kompleksu granitoidowego i jego tektonicznej przebudowy. Ta ostatnia miała miejsce najprawdopodobniej głównie w młodszej kaledoniku, choć tektogeneza waryscyjska mogła też wywrzeć swoje piętno.

W świetle jednolitości genetycznej skał granitoidowych kompleksu izerskiego i masywu wschodnio-

łużyckiego, przy różnym ich zaangażowaniu tektonicznym związanym z tektogenezą młodokaledońską, nasuwa się sformułowanie, że kompleks izerski, a właściwie cały blok Karkonoszy, jest taką częścią wielkiego masywu krystalicznego Karkonoszy i wschodnich Łużyc, która była zaangażowana i przebudowana w kaledoniku. Pewną rolę mógł tu odgrywać fakt, że w odróżnieniu od bezkierunkowych masywnych plutonów na zachodzie, kompleksy gnejsów i granitów na wschodzie, powstałe w dużej mierze w wyniku granityzacji, zawierające relikty formacji łupkowych, miały odziedziczoną po serii suprakrustalnej kierunkowość i wykazywały mniejszą odporność mechaniczną.

Deformacje, w efekcie których powstały młodsze sżywne lineacje B_2 i B_3 (I_2 i I_3), są, zdaniem H. Teisseyre'a (1964, 1967, 1968a, b), wieku waryscyjskiego, choć nie wyklucza on możliwości, że niektóre młodsze deformacje mogą być związane z odnowieniem waryscyjskich dyslokacji w okresie pogórnokredowym (Gorczyca-Skała 1966).

W Górach Kaczawskich w siedle Bolków — Wojcieszów H. Teisseyre (1956a, b) nie znajduje dyskordancji ani luki na granicy eokambru i dolnego kambru, co oznacza, że orogeneza assyntyjska nie zaznaczyła się w tym rejonie.

Brak utworów ordowiku w okolicach Chełmca wskazywać może natomiast na wynurzenie i erozję związane z fazą takońską (H. Teisseyre 1967, Schwarzbach 1939, Jerzmański 1965).

J. Oberc (1960a, 1961, 1965) wiąże lineację NW-SE z fałdowaniem staroassyntyjskim. W młodszym assyntytyku nastąpiła według tego autora jej reorientacja na kierunek E-W, zaś ruchy kaledońskie i waryscyjskie nałożyły się na tak uformowane struktury. Wprawdzie można sądzić, że zgodność kierunków tektonicznych kompleksu izerskiego z młodokaledońskimi i waryscyjskimi strukturami Gór Kaczawskich jest dziełem przypadku, bardziej jednak prawdopodobne zdaje się przyjęcie, że obie jednostki uległy wspólnie sfałdowaniu w okresie tej samej — młodokaledońskiej tektogenezy.

M. Szalamacha (1964), nawiązując po części do poglądów J. Oberca (1961), przyjmuje istnienie trzech elementów tektonicznych składających się na kompleks izerski. Granice między elementami są wyznaczone przez leukogranity znajdujące się po południowej stronie pakietów łupków łuszczycowych. Leukogranity — tu autorka przyjmuje pogląd K. Smulikowskiego (1958) — powstały w wyniku metasomatycznej leukokratyzacji w strefach dyslokacyjnych. Autorka uważa, że wyróżnione elementy są najprawdopodobniej nasuniętymi na siebie monoklinalnymi fałdami o wergencji SW i W.

Przedstawione poglądy na strukturalny rozwój kompleksu izerskiego dają niepełny jego obraz, tak jak niepełne jest strukturalne rozpoznanie całego obszaru. W dalszym ciągu niezbędne jest kolekcjonowanie wszelkich szczegółów tektonicznych i publikowanie ich w zrozumiałej i czytelnej formie. Tylko prace odpowiednio bogate w materiał dokumenta-

cyjny, obiektywnie, wyczerpująco przedstawiony, mogą zwiększyć zasób informacji i przyczynić się do częściowego choćby rozwiązania licznych trudnych

zagadnień. Nie zastąpi tego publikowanie samych tylko koncepcji, nie podbudowanych odpowiednim materiałem dowodowym.

ZAKOŃCZENIE

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki prac własnych, zestawiono je z wynikami innych autorów i konfrontując najważniejsze poglądy na temat głównych problemów budowy geologicznej północnej okrywy granitu Karkonoszy próbowano przedstawić aktualny stan jej rozpoznania.

Przy odpowiednio wszechstronnym spojrzeniu na petrogenetyczne, chronologiczne i strukturalne zagadnienia tego obszaru niezmiernie trudno o jednoznaczne wnioski i podsumowania. Świadczy to o wielkich komplikacjach budowy geologicznej omawianego kompleksu.

Znaczne rozdrobnienie piśmiennictwa regionalnego, nie zawsze porównywalne wyniki, czynią stan wiedzy o omawianym regionie ciągle niezadowolającym, mimo ogromu istniejącego materiału. Wszelkie próby syntezy dalekie są jeszcze od pełnego rozwiązania najważniejszych zagadnień.

Kontrowersyjne są zwłaszcza poglądy na temat stratygrafii najważniejszych części kompleksu, genezy głównych rodzajów skał i ich wzajemnych stosunków.

Niniejsza praca, choć dostarcza nieco nowego materiału, nie przynosi definitywnych rozstrzygnięć. Zestawiając krytycznie różne poglądy, powinna ona jednak ułatwić wszechstronne i obiektywne spojrzenie na całość zagadnień. Dalsze prace powinny z jednej strony przy użyciu dotychczas stosowanych metod dalej skrupulatnie gromadzić materiał dokumentacyjny, z drugiej zaś poszukiwać nie stosowanych tu rozwiązań metodycznych.

Przy małym stopniu naturalnego odsłonięcia niezmiernie ważną rolę odgrywać będzie mnożenie coraz to nowych odsłonień sztucznych, z usiłowaniami bardziej równomiernego pokrycia terenu obserwacjami geologicznymi.

Trzeba dobitnie podkreślić, że przy tak znacznych komplikacjach budowy geologicznej, jakie istnieją na omawianym terenie, jednostkowe obserwacje nie mogą być ekstrapolowane na większe jednostki. Przykładem może tu być strefa graniczna między kompleksem izerskim a serią kaczawską. Gdyby oprzeć się na jednej lub na niewielu obserwacjach, można by sobie wyrobić zgoła fałszywy pogląd. Duża ilość obserwacji natomiast utrudnia lub wręcz uniemożliwia jednolitą interpretację. Niewątpliwie ta druga ewentualność jest jednak korzystniejsza z punktu widzenia przybliżenia się do właściwych rozwiązań.

W dobie obecnej, ciągle jeszcze fragmentarycznego — mimo wszelkich wysiłków — i metodycznie nie wystarczającego rozpoznania, autor nie jest w stanie nakreślić w bardziej zdecydowanych konturach zarysu budowy geologicznej obszaru swej pracy. Może on co najwyżej wśród rozlicznych wątpliwości

odważyć się na bardzo ogólnikowy obraz ewolucji geologicznej, który aktualnie wydaje się o tyle najbardziej prawdopodobny, że napotyka stosunkowo najmniej sprzeczności w nagromadzonych obserwacjach.

Gnejsy i granity kompleksu izerskiego powstały w znacznej części w efekcie granityzacji zmetamorfizowanej serii suprakrustalnej, przede wszystkim osadowego pochodzenia. Do powstania wielu skał granitoidowych nieodzowny był dopływ alkaliów, głównie potasu. Część jednak granitów na wschodzie ma charakter śródpokładowych intruzji, zaś na zachodzie podobny charakter mają większe masy granitowe (granit rumburski). Intruzje te pozostają jednak w bliskim związku genetycznym i wiekowym z procesami granityzacji.

Źródłem procesu granityzacji na wschodzie były procesy „degranityzacji” głębszych partii kompleksu, odsłaniających się dziś na powierzchni w zachodniej części obszaru. W efekcie tego procesu i intruzji paligenetycznego stopu powstały granodioryty wschodniołużyckie. Produktem ich późniejszej przeróbki dynamicznej stały się ciemne gnejsy granodiorytowe.

Wszystkie skały granitoidowe (gnejsy jasne, granity izerskie, granity rumburskie, granodioryty wschodniołużyckie, gnejsy ciemne) powstały w efekcie jednego cyklu wglębnych przeobrażeń wspólnego dla wschodnich Łużyc i bloku Karkonoszy, który rozpoczął się zapewne w najwyższym prekambrze i trwał do najwyższego ordowiku.

Cały kompleks podlegał, głównie w okresie młodokaledońskim, raczej płytkostrefowym zmianom metamorficznym. Do nich dołączała się regionalna albityzacja. W pewnych strefach wraz z albityzacją następowała leukokratyzacja i tak najczęściej ubogich w ciemne składniki granitów lub gnejsów. W ten sposób powstały leukogranity i gnejsy leukokratyczne.

Seria suprakrustalna, której relikty zachowały się w obrębie granitoidów w postaci pasm łupkowych (Wysoki Grzbiet, Wojcieszycy — Łaznė-Libverda, Złotniki i innych), wykazuje przy wyższym stopniu metamorfizmu podobny inwentarz petrograficzny jak seria łupkowa Gór Kaczawskich i może stanowić jej starsze od kambru ogniwa. Odpowiednikami tych ostatnich na zachodzie mogą być „szarogłazy” łużyckie warstw z Kamenz i z Görlitz. W różnych poziomach tej serii rozwinęły się gnejsy i granity izerskie.

W zbadanej strefie granicznej między kompleksem izerskim a serią kaczawską nie obserwowano ciągłej, większej dyslokacji, a wzajemne stosunki skał granitoidowych i łupków należy chyba uważać za nieznacznie przebudowaną przez metamorfizm strefę częściowo

natury magmowo-intruzywnej, a częściowo zaś metasomatycznej, polegającej na feldspatytacji posuniętej aż do pełnej granityzacji skał łupkowych.

Na obszarze północnej okrywy granitu Karkonoszy główna lineacja starsza, zgodna z kierunkiem głównych struktur, przez analogię do Gór Kaczawskich uważana jest za wynik tektogenezy młodokaledońskiej i z nią łączyć należy efekty epizonalnego metamorfizmu.

Waryscyjska intruzja granitu Karkonoszy wywołała zmiany kontaktowe dość szybko w tym rejonie zanikające ku północy. Z tektogenezą waryscyjską łączyć należy lineacje młodsze.

Przy użyciu pewnego arsenału metod i środków dostępne dla badaczy są określone i ograniczone w swoim zakresie obserwacje i wyniki. Powtarzając i powielając takie obserwacje uzyskuje się obraz coraz pełniejszy, lecz trudno oczekiwać wykrycia jakichś prawdziwie nowych faktów.

Pole do popisu miałyby zatem pewne nowe metody, które nigdy na omawianym terenie nie były dotychczas stosowane. Do nich należą:

1. Oparte o szczegółową dokumentację geologiczno-petrograficzną optyczne i rentgenograficzne badania skałeni w skałach granitoidowych, które mogą rzucić światło na warunki i wieloetapowość krystalizacji tych minerałów.

2. Oznaczenia geochronologiczne (wieku bezwzględnego) przeprowadzone różnymi metodami, głównie metodą rubidowo-strontową, oraz izotopowo-geochemiczne badania różnych minerałów, w ści-

śłym powiązaniu ze szczegółowym badaniem petrograficznym skał.

3. Badania składu minerałów akcesorycznych (ciężkich) w różnych skałach granitoidowych i w seriach suprakrystalnych oraz porównanie odpowiedniej ilości powtarzalnych wyników.

4. Geochemiczne oznaczenia zawartości pierwiastków głównych i śladowych w najważniejszych minerałach skałotwórczych, takich jak: kwarc, łuszczyki, skalenie, wykonane w dużych seriach dla poszczególnych grup skalnych i traktowane porównawczo. Wstępne takie prace wykonane dla kwarcu dostarczyły interesujących wyników (K. Smulikowski & Z. Walenczak 1966).

5. W dziedzinie badań strukturalnych pewne perspektywy mogłyby otworzyć skojarzenia metod mezo- i mikrostrukturalnych z chemicznymi i optycznymi oznaczeniami minerałów (np. łuszczyków), które uczestniczą w poszczególnych strukturach. Są to prace bez odpowiednich metodycznych tradycji i mogące przynosić wyniki tylko w niektórych przypadkach.

Przy dzisiejszej daleko posuniętej specjalizacji metodycznej wymienione prace musiałyby wykonywać sztab wysoko kwalifikowanych ludzi. Dla prac geochronologicznych brak w kraju odpowiednio wyspecjalizowanego i wyposażonego laboratorium.

Niektóre z wymienionych badań w charakterze metodycznego rekonesansu prowadzone były z inicjatywy autora, a wyniki ich, nie pozwalające jak dotychczas na poważniejsze wnioski, opublikowane będą oddzielnie.

Pracownia Petrografii
Zakład Nauk Geologicznych PAN
Warszawa, lipiec 1970 r.

I. LITERATURA REGIONU WYDANA W POLSCE PO 1945 r.

- ANSILEWSKI J., 1954: Keratofiry Gór Kaczawskich. The keratophyres of the Kaczawa Mts. — Arch. miner., t. 18, z. 1.
- BEREZOWSKA B., BERZOWSKI Z., 1968: Geology of the Zittau — Siekierczyn subsiding zone. — Inst. Geol., Biul. 222.
- BERZOWSKI Z., CHOROWSKA M., 1967: Uwagi o utworach paleozoicznych na północ od Zgorzelca (Sudety Zachodnie). Remarks on the Palaeozoic formations occurring north of Zgorzelec (West Sudetes). — Kwart. geol. z. 2.
- BIRECKI T., 1959: Złoże cyny w Przeczniczy (Dolny Śląsk). The tin ore deposit at Przecznicza, Lower Silesia. — Zesz. nauk. Akad. Gór.-Hutn., t. 22, z. 3.
- BITTMAROWA M., PAWŁOWSKA J., 1967: Skała flogopitowa z apatytem w Kopańcu (Góry Izerskie). — Prz. geol. nr 2.
- BORKOWSKA M., 1959: Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudetes Mts. — Arch. miner., t. 21, z. 2.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. Pétrographie du granite des Karkonosze. Geol. Sudetica v. II.
- BORKOWSKI S., 1959: Kwarc w Rozdrożu Izerskim. — Prz. geol. nr 12.
- BORUCKI J., 1966: Wstępne wyniki datowań bezwzględnych (K-Ar) granitoidów dolnośląskich. Preliminary results of absolute age determinations (K-Ar) of the Lower Silesian granitoid rocks. — Kwart. geol. z. 1.
- BUDKIEWICZ M., 1949: Skała kwarcowo-topazowa z Kamienia. A quartz — topaz rock from Kamień, Lower Silesia (preliminary report). — Państw. Inst. Geol., Biul. 58.
- BUDKIEWICZ M., 1952: Magma skała przeobrażona z Kotliny na Dolnym Śląsku. A magmatic metamorphic rock from Kotlina, Lower-Silesia. — Państw. Inst. Geol., Biul. 80.
- BURCHART J., 1971a: Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Absolute ages of rocks from Poland (A catalogue of geochronological determinations). — Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 41.
- CHILIŃSKA H., 1963: Zastosowanie metod geochemicznych i ich przydatność dla poszukiwań złóż cyny w Górach Izerskich. Application of geochemical methods and their usefulness in prospecting for tin ore deposits in the Izerskie Mts. — Prz. geol. nr 4.
- CHILIŃSKA H., 1965: Perspektywy poszukiwawcze złóż rud cyny na tle metalogenezy Sudetów. Perspectives in search for tin ore deposits in the light of metallogeny of Sudetes. — Prz. geol. nr 1.
- CHILIŃSKA H., SAŁACIŃSKI R., 1965: O hydrotermalnie zmienionych skałach żyłowych w rejonie Czarniawy Zdroju na Dolnym Śląsku. — Prz. geol. nr 7.
- DOMASZEWSKA T., 1964: Występowanie i eksploatacja złota na Dolnym Śląsku. Occurrence and exploitation of gold in Lower Silesia. — Prz. geol. nr 4.

- DOMASZEWSKA T., 1968: Okruszcowanie w rejonie Radomic i Klecza na północ od Jeleniej Góry. Mineralization in the region of Radomice and Klecza, north of Jelenia Góra. — *Prz. geol.* nr 3.
- GIERWIELANIEC J., 1956: Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Geological structure of the area to the north of Lubomierz. — *Inst. Geol., Biul.* 106.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts. and Izera Region. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Géol. Géogr.* v. 14, nr 3.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1967a: Eokambry i starszy paleozoik południowej części Gór Kaczawskich w okolicy Pilchowic-Zapory i Wlenia. Eocambrian and Lower Paleozoic of the southern part of the Kaczawa Mts. in the area of Pilchowice-Zapora and Wleń. *Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu w 1967 r.* Warszawa.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1967b: Objasnienia punktów wycieczki A₁: 1, 1a, 2, 3a. *Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu w 1967 r.* Warszawa.
- GRODZICKI A., 1971a: Okruchowe złoża złotożoności bloku karkonosko-izerskiego. Gold-bearing detrital deposits of Karkonosze-Izera massif. *Arch. Miner.* t. 29, z. 1, 2, Warszawa.
- GRODZICKI A., 1971b: Uwagi o występowaniu cyrkonów w aluwialach bloku karkonosko-izerskiego. Remarks on zircon occurrence in alluvial deposits of the Karkonosze-Izera block. *Prz. geol.* nr 4.
- HARAŃCZYK C., 1963: Kruszczone łupki krystaliczne Gór Izerskich. Metal bearing crystalline schists in the Izer Mountains. — *Rudy i Metale nieżel.* v. 8, nr 4.
- HARAŃCZYK C., SKIBA M., 1961: Gahnite from the tin-bearing zone of Krobica-Gierczyn-Przeznica in Lower Silesia. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Géol. Géogr.* v. 9, nr 3.
- HEFLIK W., 1960a: Turmaliny z żyły kwarcowo-topazowej z Kamienia koło Mirska na Dolnym Śląsku. Tourmalines from a quartz-topaz vein at Kamień near Mirsk (Lower Silesia). — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 30, z. 3.
- HEFLIK W., 1960b: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna skały skaleniowej z Kotliny w Górach Izerskich. *Spraw. PAN Oddz. w Krakowie.* VII—XII.
- HEFLIK W., 1964: Skała skaleniowa z Kotliny (Dolny Śląsk). The feldspathic rock from Kotlina (Lower Silesia). *Prace geol. PAN Oddz. w Krakowie*, nr 23.
- JANUSZEWSKA H., 1960: Łupki krystaliczne okolic jeziora Złotnickiego. *Maszynopis, Zakład Petrografii Skał Krystalicznych UW.* Warszawa.
- JASKÓLSKI S., 1948: Złoże cynowe w Gerbichach na Dolnym Śląsku. Tin ore deposit at Gerbichy, Lower Silesia (a preliminary report). — *Państw. Inst. Geol., Biul.* 42.
- JASKÓLSKI S., 1963a: Erwägungen über die Genese Zinnführender Schiefer im Isergebirge (Niederschlesien). *Prace geol. PAN Oddz. w Krakowie*, nr 12.
- JASKÓLSKI S., 1963b: Badania nad geologią, mineralogią i genezą mineralizacji uranowych w Górach Izerskich na Dolnym Śląsku. *Spraw. PAN Oddz. w Krakowie I—VI.*
- JASKÓLSKI S., 1967a: Polimetaliczna mineralizacja tlenko-siarczkowa w granitognejsach Gór Izerskich (Dolny Śląsk) i jej pochodzenie. Polimetallic oxide and sulphide mineralization in gneissic granites of the Isera Mountains (Lower Silesia) and its origin. *Prace geol. PAN Oddz. w Krakowie*, nr 43.
- JASKÓLSKI S., 1967b: Polimetaliczna mineralizacja w granitognejsach Radoniowa. — *Prz. geol.* nr 5.
- JASKÓLSKI S., 1967c: Złoża cyny w Gierczynie. — *Prz. geol.* nr 5.
- JASKÓLSKI S., MOCHNACKA K., 1959: Złoże cyny w Gierczynie w Górach Izerskich na Dolnym Śląsku i próba wyjaśnienia jego genezy. Tin deposits at Gierczyn, in Iser Mountains, Lower Silesia, an attempt of elucidating their origin. — *Arch. miner.* t. 22, z. 1.
- 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 from Szklarska Poręba. — *Inst. Geol., Biul.* 170.
- 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 their eastern extension. — *Inst. Geol., Biul.* 185.
- JERZMAŃSKI J., 1970: Problemy stratygraficzne i tektoniczne Górnych Łużyc na zjeździe Niemieckiego Towarzystwa Nauk Geologicznych w Görlitz (NRD) w dniach 7—10 września 1969 r. *Spraw. z posiedz. Kwart. geol.* t. 14, z. 4.
- JĘCZMYK M., KANASIEWICZ J., 1970: Skład mineralny aluwialów doliny Kwisy w rejonie Leśnej. Mineral composition of alluvial deposits in the Kwisa river valley, Leśna region. *Kwart. geol.* t. 14, z. 3.
- JUSKOWIAK O., LENDZION K., RYKA W., ŻAK C., 1963: Atlas Geologiczny Polski. Problemy stratygraficzne i fałdalne. Zeszyt 2 — Prekambry, eokambry i kambry. Geological atlas of Poland. Stratigraphic and faunal problems. F. 2 — Precambrian, Eocambrian and Cambrian. Warszawa.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1968: Góry Izerskie i Pogórze Izerskie. Proterozoik. Budowa geologiczna Polski t. 1, cz. 1. *Inst. Geol.* Warszawa.
- KARWOWSKI L., 1971: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna grejzenów z Kamienia k/Mirska w Sudetach (Dolny Śląsk). *Biuletyn Geologiczny UW* t. 14.
- KANASIEWICZ J., SYLWESTRZAK H., 1968: Występowanie kasyterytu i złota rodzimego w aluwialach potoków w rejonie Leśnej. Cassiterite and native gold in alluvial deposits of the Leśna region (Sudetes). — *Kwart. geol.* z. 3
- KOMACKA D., 1960: Kontakt gnejsów z łupkami okolicy Pilchowic koło Jeleniej Góry. *Maszynopis, Zakład Petrografii Skał Krystalicznych UW.*
- KONSTANTYNOWICZ E., 1957: Problem cynożoności łupków kwarcowo-serycytowych z chlorytem w rejonie Gierczyna-Przeznicy. — *Rudy i Metale nieżel.* nr 3.
- KORNAŚ J., 1958: Uwagi o złożu kwarcu żyłowego w Barcinku. — *Prz. geol.* nr 8/9.
- KOTOWSKI J., 1965: Żyły kwarcowe w okolicy Barcinka na Pogórzu Izerskim. Quartz veins in the vicinity of Barcinek in the Izer Highlands. — *Kwart. geol.* nr 3.
- KOTOWSKI J., 1967: Objasnienie do p. 1 i 2 wycieczki B₁. *Przewod. XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu 1967 r.* Warszawa.
- KOTOWSKI J., 1968a: Stanowisko tektoniczne żył kwarcowych o przebiegu NW-SE w okolicy Barcinka na Pogórzu Izerskim. Tectonic site of quartz veins of a NW-SE direction in the vicinity of Barcinek, Izer Highlands. — *Kwart. geol.* z. 1.
- KOTOWSKI J., 1968b: Geologia krystaliniku izerskiego okolicy Gryfowa Śląskiego. *Praca doktorska, Uniwersytet Wrocławski, promotor J. Oberc.*
- KOTOWSKI J., 1969: Assyntyjskie założenia tektoniczne żył kwarcowych o kierunku NW-SE w okolicy Barcinka. Assyntic tectonic nature of NW-SE trending quartz veins found in the vicinity of Barcinek. — *Kwart. geol.* z. 4.
- KOTOWSKI J., 1970: Palimpsestowa lineacja skupień kaolinitowych na styku żyły kwarcowej z gnejsami w okolicy Nowej Kamienicy na Pogórzu Izerskim. Palimpsest lineation of kaolinite aggregates on the contact of a quartz vein with gneisses near Nowa Kamienica (Pogórze Izerskie, Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 40, z. 2.
- KOTOWSKI J., OBERC J., 1969: Orientacja mezoskopowych enklaw autochtonicznych i struktury szkieletowe w granicie rumburskim. The orientation of mesoscopic autochthonic enclaves and skeletal structures in the Rumburk granite in Lower Silesia. — *Inst. Geol., Biul.* 230.
- KOZŁOWSKA M., 1956: Grejzeny z Kamienia k. Mirska w Sudetach. On the greisen rocks from Kamień near Mirsk (Western Sudeten, Poland). — *Arch. miner.* t. 19, z. 1.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1960: Some new petrologic observations concerning the Iser granite-gneisses of West Sudeten. — *Bull. Acad. Pol. Sér. Géol. et Géogr.* v. 8, 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1961: On the origin of the Iser gneisses of Leśna in the west Sudetes. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Géol. Géogr.* v. 9, 3.
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1962: a) Izera gneisses and granites in the gorge of the Bóbr river near Jelenia Góra; b) Izera granite-gneisses and their relations to the granitoids of Łużyce (Lausitz). Guide to the Excursion of the Polish part of the geological field conference, dealing with the problem of the northern border of the Bohemian Massif. Warszawa.

- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1965: Granitognejsy Pogórza Izerskiego. The granite-gneisses of Izero Highlands. — Arch. Miner. t. 25, z. 1 i 2 (rocznik 1961).
- KOZŁOWSKA-KOCH M., 1970: Metabazyty okolic Jeleniej Góry. The metabasites of the Jelenia Góra environs (West Sudetes). — Arch. miner. t. 30.
- KOZŁOWSKI K., 1962: Mica schists of the Kamienica Range and their contact with the Izero granite gneisses. Guide to the Excursion of the Polish Part of the geological field conference, dealing with the Problem of the northern Border of the Bohemian Massif. Warszawa.
- KOZŁOWSKI K., 1966: Skały turmalinowe Czerniawy Zdroju w Sudetach Zachodnich. Tourmaline bearing rocks at Czerniawa Zdrój (Western Sudetes). — Arch. miner. t. 26, z. 1 i 2.
- KOZŁOWSKI K., 1970: Łupki lyszczkowe północnych zboczy Pasma Kamienickiego i ich stosunek do gnejsów izerskich. Maszynopis. Instytut Geoch. Miner. Petrogr. UW. Warszawa.
- KOZŁOWSKI S., PAWŁOWSKA J., 1967: Surowce skalne w Górach Izerskich. Rocky mineral raw materials in the Izero Mts. — Kwart. geol. z. 2.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1947: Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórze. — Wiad. Muz. Ziemi, t. 3.
- KURALOWA K., 1968: Kontakt starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z gnejsami izerskimi między Kościelnikami i Olszyną Lubańską. Contact of the older Palaeozoic rocks of the Kaczawskie Mts. with the Izero gneisses between Kościelniki Średnie and Olszyna Lubańska. — Kwart. geol. z. 4.
- LEWOWICKI S., 1961: Perspektywy wykorzystania niektórych dolnośląskich żył kwarcowych. — Mater. ogniotw. nr 3.
- LEWOWICKI S., 1963: Żyły kwarcowe Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego. — Zesz. nauk. Uniw. Wrocław. Wydz. Nauk. Przynr., nr 12.
- LEWOWICKI S., 1965: Charakterystyka żyły kwarcowej w Rozdrożu Izerskim. Characteristics of Quartz — vein in the Rozdroże Izerskie area. — Kwart. geol. z. 1.
- LEWOWICKI S., 1967: Analiza petrostrukturalna skał kwarcowych na Izerskich Garbach. — Prz. geol. nr 5.
- MIERZEJEWSKI M., 1965: O czym mówią granity. — Wszeczeństwa nr 7, 8.
- MIERZEJEWSKI M., 1966: On the tectonic evolution of the Karkonosze granite. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Géol. Géogr. v. 14.
- MIERZEJEWSKI M., 1967: Tektonika granitu Karkonoszy. Tectonics of the Karkonosze granite. Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzlecu w 1967 r. Warszawa.
- MILEWICZ J., 1962: Budowa geologiczna okolic Lubomierza. — Kwart. geol. z. 4.
- MOCHNACKA K., 1959: Zmiany hydrotermalne cynonośnych łupków mikowych kopalni Gierczyn w świetle nowych poglądów na chlorytazację skał. Hydrothermal alterations of tin-bearing mica schists from the Gierczyn mine in the light of recent theories on the chloritization of rocks. Zesz. nauk. AGH w Krakowie. Geologia 3.
- MOCHNACKA K., 1961: Z badań nad mineralizacją uranową NE części obramowania granitu Karkonoszy. Spraw. PAN Oddz. w Krakowie, I—VI.
- MORAWIECKI A., 1954: Uwagi o żyłach kwarcowej w Białej Górze na Rozdrożu Izerskim. — Prz. geol. nr 9.
- NOWAKOWSKI A., 1956: O niektórych skałach żyłowych Pogórza Izerskiego. Some dyke rocks from the Iser Hills (Lower Silesia, Poland). — Arch. miner. t. 19, z. 1.
- NIEMCZYNOW-ŚLIWOWA G., 1962: Skały leukogranitowe okolic Świeradowa Zdroju. — Prz. geol. nr 10.
- OBERC J., 1957: Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border of Eastern and Western Sudeten. — Acta Geol. Pol. t. 7, z. 1.
- OBERC J., 1958: Izerska seria suprakrystalna. — Prz. geol. nr 8/9.
- OBERC J., 1960a: Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Eastern Karkonosze tectonic and their position in the Sudeten structure. — Acta Geol. Pol. t. 10, z. 1.
- OBERC J., 1960b: Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. Inst. Geol. t. 30, cz. 2.
- OBERC J., 1960c: Przewodnie rysy tektoniki wschodnich Karkonoszy. Outline of the tectonics of eastern Karkonosze. — Prz. geol. nr 1.
- OBERC J., 1961: An outline of the geology of the Karkonosze-Izero Block. Zesz. nauk. Uniw. Wrocław. Nauki Przyrodn. Nauka o Ziemi t. V, s. B, nr 8.
- OBERC J., 1964: Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów wartyjsko-laramijskich. Main Sudetic diagonal dislocation and its significance for position of the Variscan and Laramide synclinorium. — Kwart. geol. z. 3.
- OBERC J., 1965a: Postępy geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. Progress in the Pre-cambrian geology of Lower Silesia. — Prz. geol. nr 7.
- OBERC J., 1965b: Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. The tectonic position of the Karkonosze granite. — Inst. Geol., Biul. 191.
- OBERC J., 1966a: Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. Evolution of the Sudetes in the light of geosyncline theory. Prace Inst. Geol. t. 47.
- OBERC J., 1966b: Górotwór staroassyntyjski na Dolnym Śląsku. The Early-Assyntic orogene in Lower Silesia. Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945—1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej. Wrocław.
- OBERC J., 1967a: Struktury szkieletowe w leukogranicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy. Skeletal structures in the Izero leucogranite in the vicinities of Kopańiec and Mała Kamienica. — Kwart. geol. z. 2.
- OBERC J., 1967b: Rozrzut B-lineacji w krystalniku izerskim. Dispersion on B-lineation in the Izero Mts. crystalline massif. — Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 37, nr 3.
- OBERC J., 1967c: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. Geology and mineral deposits of the Karkonosze Mts. — Izero Mts. block. Przewodnik XL zjazdu PTG w Zgorzlecu w 1967 r. Warszawa.
- OBERC J., 1967d: Badania tektoniczne terenów XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (w Zgorzlecu). Tectonic structure of the area of the XL meeting of the Polish Geological Society (at Zgorzelec). — Prz. geol. nr 6.
- OBERC J., 1967e: Tektonika łupków lyszczkowych w kamieniołomie w Krobicy. — Prz. geol. nr 5.
- OBERC J., 1967f: Spękania skalne w leukogranicie izerskim w Kopańcu. — Prz. geol. nr 5.
- OBERC J., 1968: Skały żyłowe krystalniku izerskiego związane z granitami Karkonoszy. Budowa geologiczna Polski t. 1, cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- OBERC J., 1970: Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego. — Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 40, z. 1.
- OBERC-DZIEDZIC T., 1966: Kontakt krystalniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza. Contact of the Izero Mts. crystalline massif with the Kaczawskie Mts. Paleozoic in the regions of Lubomierz. Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań. Wrocław.
- PAŁUBICKI R., 1967: Charakterystyka surowcowa skał kwarcowych na Izerskich Garbach. — Prz. geol. nr 5.
- PAWŁOWSKA J., 1963: Występowanie skalenia ceramicznego w Kotlinie Mirskiej na Dolnym Śląsku. — Kwart. geol., nr 3.
- PAWŁOWSKA J., 1964: Krzywe rozkładu i wskazówki zmienności dla złoża leukogranitu w Górach Izerskich. Decomposition curves and changeability indexes for leucogranite deposits in the Izero Mts. — Prz. geol. nr 4.
- PAWŁOWSKA J., 1964b: Wstępne wyniki poszukiwań fluorytu w Górach Izerskich. — Kwart. geol. z. 4.
- PAWŁOWSKA J., 1964c: Nowa baza surowca skaleniowego w Górach Izerskich. — Kwart. geol. z. 2.
- PAWŁOWSKA J., 1966: Koncentracja fluoru i przejawy grejzenizacji w metamorfiku Pogórza Izerskiego. Fluorine concentration and symptoms of greisenization in the metamorphic of the Izero Highland. — Inst. Geol., Biul. 201.
- PAWŁOWSKA J., 1967a: Objasnienie do p. 3 wycieczki B₁. Przewod. do XL Zjazdu PTG w Zgorzlecu w 1967 r. Warszawa.
- PAWŁOWSKA J., 1967b: Wkładki gnejsowe, łupkowe oraz inne skały żyłowe w obrębie wychodni leukogranitów w Kopańcu (Góry Izerskie). Gneiss-schist intercalations

- and other vein rocks within leucogranite outcrops at Kopianiec (Izera Mts.). — *Kwart. geol.* z. 3.
- PAWŁOWSKA J., 1968: Leukogranity Pogórza Izerskiego jako źródło surowca skaleniowego. The leucogranites of the Pogórze Izerskie Highlands as a source of feldspar for industrial purposes. — *Inst. Geol., Biul.* 223.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959: Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. *Prace Inst. Geol.* t. 24.
- SAŁACIŃSKI R., 1965: Problemy genetyczno-złożowe okruszczenia kasyterytowy-siarczkowego łupków izerskich w rejonie Czerniawy-Zdroju. Depositional and genetical problems of cassiterite-sulphide mineralization of the izerskie schists in the Czerniawa-Zdrój area. — *Biul. Geol. UW t. 5.*
- SAMSONOWICZ J., 1955: On the Upper Precambrian (Rhiphaean) of Poland. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 3, nr 9.*
- SCHMUCK W., 1957: Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid-Sudeten fault in the Pilchowice area. — *Acta Geol. Pol.* v. 12, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.* t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Mica-schists and granite-gneisses on the northern slopes of the Kamienica mountain-chain in Western Sudeten. — *Inst. Geol., Biul.* 127.
- SMULIKOWSKI K., 1961: List do Jeleniogórskich Kopalni Surowców Mineralnych. Maszynopis. — *Materiały i dokumentacja Jel. Kop. Sur. Miner. Szklarska Poręba, ul. Bronisława Czecha 2, Warszawa.*
- SMULIKOWSKI K., WALENCZAK Z., 1966: Lithium content in quartz from mica-schists, gneisses, and granitoids of various origin in Lower Silesia. — *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Géol. Géogr.* v. 14, 3.
- SMULIKOWSKI W., 1966a: Eastern part of Izera gneiss boundary against the Kaczawa Mts. schist-series (West-Sudetes). — *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Géol. Géogr.* v. 14, 4.
- SMULIKOWSKI W., 1966b: Some geological observations concerning the eastern part of the Izera gneiss complex (West Sudetes). — *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Géol. Géogr.* v. 14, 4.
- SMULIKOWSKI W., 1969: Złoże kwarcu żyłowego w Oleszej Podgórskiej na tle innych złóż kwarcu w północnej okrywie granitu Karkonoszy. Vein-quartz deposit at Oleszna Podgórska compared with the other quartz deposits in the northern cover of Karkonosze granite. — *Prz. geol.* nr 11.
- SZAŁAMACHA J., 1963: Gnejsy izerskie okolic Szklarskiej Poręby i Małej Kamienicy. — *Kwart. geol.* nr 4.
- SZAŁAMACHA J., 1965: Zagadnienie występowania skał wapienno-krzemianowych w Górach Izerskich. — *Kwart. geol.* nr 2.
- SZAŁAMACHA J., 1966: Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. The development of geologic structure of the Izera block. *Z geologii Ziemi Zachodnich, Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945—1965. Zagadnienia geologii podstawowej i stosowanej.* Wrocław.
- SZAŁAMACHA J., 1967a: Objasnienia do p. 4 i 5 Wycieczki B₁. Przewodnik do XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu 1967 r. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., 1967b: Wyniki eksperymentalnych procesów anateksis i ich zastosowanie w praktyce. — *Kwart. geol.* z. 4.
- SZAŁAMACHA J., 1969: Wzajemny stosunek bloku łuzycyckiego i krystaliniku izerskiego. — *Kwart. geol.* z. 4.
- SZAŁAMACHA J., 1970: O geologicznym związku utworów metamorficznych bloku izerskiego i łuzycyckiego. On the geological connections of the metamorphic rocks from the block of Izera with those from the block of Lusatia. *Inst. Geol.* 239, t. 19.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1960: Budowa geologiczna SE części okrywy granitu karkonoskiego. Przewodnik do wycieczki geologicznej. Proterozoik i paleozoik Sudetów. *Pol. Tow. Geol.* Wrocław.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1964: Problem północnego kontaktu łupków łuszczykowych Pasma Kamienickiego z gnejsami izerskimi. Northern contact of micaeous schists of the Kamienica belt with the Izerskie gneisses. — *Prz. geol.* nr 7—8.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1966: O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich. Dislocation zone of Rozdroże Izerskie in the Izerskie Mountains. — *Kwart. geol.* nr 3.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968a: The metamorphic series of the Karkonosze — Góry Izerskie Mountains Block. — *Inst. Geol., Biul.* 222.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968b: Problem genezy granodiorytów zawidowskich oraz gnejsów granodiorytowych z okolic Grabiszyc i Leśnej. Origin of the Zawidów granodiorites and of granodiorite gneisses from the Grabiszyc and Leśna areas (West Sudetes). — *Kwart. geol.* z. 2.
- SZAŁAMACHA M., 1963: Budowa geologiczna okolic Jeleniej Góry, Starej Kamienicy, Cieplic i Stanisłowa. — *Kwart. geol.* z. 4.
- SZAŁAMACHA M., 1964: Charakterystyka bloku izerskiego jako jednostki tektonicznej. — *Kwart. geol.* nr 2.
- SZAŁAMACHA M., 1965: Pozycja geologiczna żyły kwarcu na Rozdrożu Izerskim. — *Kwart. geol.* nr 4.
- SZAŁAMACHA M., 1967a: Petrografia i tektonika bloku izerskiego oraz petrografia granitów Karkonoszy. Petrography and tectonics of the Izera Mts. block, and petrography of the Karkonosze granite. *Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu w 1967 r.* Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1967b: Objasnienia do p. 3 i 5 wycieczki R₁ (Gierczyn, Rybnica). *Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu w 1967 r.* Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1967c: O mineralizacji cynowej we wschodniej części Pasma Kamienickiego w Górach Izerskich. On the tin mineralization in the eastern part of the Kamienickie belt in the Izera Mountains. — *Prz. geol.* nr 6.
- SZPIŁA K., 1968: Kaolin pierwotny z kopalni węgla brunatnego Turów II w Turosszowie. — *Prz. geol.* nr 11.
- ŚLIWA Z., 1967: Żyła kwarcu z Jędrzychowice koło Zgorzelca. Quartz vein at Jędrzychowice near Zgorzelec. — *Prz. geol.* nr 6.
- TEISSEYRE H., 1948: Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w roku 1947. Report from the geological investigations in Sudetes. *Badania fizjogr. nad Polską Zachodnią.* Poznań.
- TEISSEYRE H., 1956a: Some remarks on the tectonic structure of Caledonides and Vairiscides in the Sudeten. — *Bull. Acad. Pol. Sci. D. III v. 4, 3.*
- TEISSEYRE H., 1956b: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. *Prz. geol.* 3.
- TEISSEYRE H., 1961: The bedrocks between Wrocław and Jelenia Góra in Lower Silesia. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocław. Nauki Przyrodn.* Nauka o Ziemi V, Ser. B, nr 8.
- TEISSEYRE H., 1962: Precambrian and Old-Paleozoic Series of the Izera region and of the south-eastern part of the Kaczawa Mts. — Guide to the excursion of the Polish part of the geological field conference, dealing with the problem of the northern border of the Bohemian Massif, Part I. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. *Acta Geol. Pol.* v. 14, nr 4.
- TEISSEYRE H., 1967a: Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. The metamorphic series of the Kaczawa Mts. *Przewodnik XL Zjazdu PTG w Zgorzelcu 1967 r.* Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1967b: Główne problemy tektoniczne w Sudetach. The main tectonic problems of the Sudetes. — *Prz. geol.* nr 6.
- TEISSEYRE H., 1968a: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratigrafii, następstwie i wicku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica v. IV.*
- TEISSEYRE H., 1968b: Prekambr w polskiej części Sudetów. Pre-Cambrian in the Polish part of the Sudetes. — *Kwart. geol.* z. 4.

- TEISSEYRE H., 1968c: Niektóre wyniki badań geologicznych w południowej części Gór Kaczawskich. — Kwart. geol. z. 4.
- TEISSEYRE H., 1969: Problemy sudeckie na XXIII Sesji Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Pradze w sierpniu 1968 r. — Kwart. geol. z. 4.
- TEISSEYRE H., 1970: Ewolucja tektoniczna metamorfizmu sudeckiego. — Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 40, z. 1.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Regionalna Geologia Polski, t. III. Sudety, z. 1. Kraków.
- TEISSEYRE J., 1968a: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy. Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in the Miedzianka region (Western Sudetes). Geol. Sudetica v. 4.
- TEISSEYRE J., 1968b: On the Old-Paleozoic initial volcanism in the west Sudetes. — Acta Geol. Pol., v. 18, nr 1.
- WIESER T., 1956: Petrofabric analysis of topaz greisen from the Iser Mountains (Poland). — Arch. Miner. t. 19, z. 1.
- WIESER T., 1958: Badania paragenety minerałów w zastosowaniu do poszukiwań złóż metali rzadkich metodą szlichową w rejonie Gór Izerskich. The investigation of the paragenesis of minerals with regard to its application in prospecting for rare metals deposits with the use of the „slich” method in the area of the Isera Mts. — Inst. Geol., Biul. 126.

II. WYKAZ CYTOWANYCH PUBLIKACJI POZA LITERATURĄ REGIONU (OBJĘTĄ SPISEM I)

- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und des östlichen Riesengebirges. Fortschr. Geol. Paläont. H. 7.
- BEDERKE E., 1929: Die variszische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschr. Geol. Paläont. H. 23.
- BEDERKE E., 1956: Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotektonisches Symposium zu Ehren von H. Stille. Stuttgart.
- BERG G., 1912: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1926a: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Friedberg a. Queiss. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1926b: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Flinsberg-Strickenhäuser. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1935a: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläut. zu Blatt Altkemnitz. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1935b: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläut. zu Blatt Marklissa. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1935c: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläut. zu Blatt Greiffenberg. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., MEISSNER O., GELLER F., 1935: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Erläut. zu Blatt Lauban. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- BRAUSE H., 1965: Zu Problemen der regionalgeologischen Entwicklung im Altpaläozoikum der Góry Kaczawskie. — Geologie Jahrg. 14, H. 2. Berlin.
- BRAUSE H., 1969: Das Verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. — Abh. der Deutsch. Akad. Wiss. zu Berlin, Kl. für Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie. Jahrg. 1968 nr 1.
- BURCHART J., 1970: Skaly krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. Rocks of the Goryczkowa „crystalline island” in the Tatra Mountains. — Studia Geol. Pol. t. 32.
- BURCHART J., 1971b: Geochronologia bezwzględna. Stan i kierunki rozwoju. Postępy Nauk Geologicznych. Nr 3. Warszawa.
- BURMANN G., 1966: Mikroreste aus der Lausitzer Grauwackenformation. — Monatsber. der Deutsche Akad. Wiss. B. 8, H. 3.
- BURMANN G., 1969: Organische Mikrofossilien in präkambrischen Sedimenten Sachsens und Thüringens. — Monatsber. der Deutsche Akad. Wiss. B. 11, H. 4.
- CHALOUPSKÝ J., 1963: Konglomeraty w krkonošském krystaliniku. Die Konglomerate im Kristallin von Krkonoš (Riesengebirge). — Sborn. Ustř. Ust. Geol. 28.
- CHALOUPSKÝ J., 1965: Metamorphic development of the Krkonoše Crystalline Complex. Krystalinikum t. 3. Czechosl. Acad. of Sci.
- DOMECKA K., 1970: Predvariske granitoidy Zapadnich Sudet. Pre-Variscan granitoids of the West Sudeten. Sb. geol. Ved. Geologie, rada G, sv. 18. Praha.
- EBERT H., 1937: Das vortertiäre Grundgebirge des Kartenblattes Hirschfelde. Erläut. z. geol. Karten von Sachsen 1 : 25 000, Bl. Hirschfelde. Leipzig.
- v. GAERTNER H. R., 1964: Einige Beobachtungen zum Alter des Isergneises. — Neues Jb. Geol. Paläont. Mh. 5.
- GEOLOGICAL Society of London 1964: The Phanerozoic time-scale. A Symposium dedicated to Professor Arthur Holmes. — Quart. Jour. Geol. Soc. London v. 120.
- HIRSCHMANN G., 1966a: Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. — Freib. Forschungshefte. C 212 Geologie.
- HIRSCHMANN G., 1966b: Zum Alter des Lausitzer Granodioritmassivs. — Geologie H. 2.
- HLADKA N., 1955: Mineralogicko-petrografické poměry na Vápenném Vrchu u Raspenavy a jeho širším okolí. Diplomová práce. Praha.
- JAEGER H., 1963: *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. — Ber. Geol. Ges. DDR Bd. 8, H. 5/6.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaledonska přikrovova stavba Krkonoš a Jizerských hor. The Caledonian nappe structure of Krkonoš and Jizerské Hory. — Sb. Stat. Geol. Ust. Českoslov. Rep. 15.
- MARMO V., 1955: On the Microcline of the granitic Rocks of Central Sierra Leone (p. I, II). — Schweiz. Min. Pet. Mitt. v. 35.
- MARMO V., 1958: The problem of late-kinematic granites. — Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt. v. 38.
- MARMO V., 1967: On granites; a revised study. — Bull. Com. géol. Finl. No 227.
- MÁŠKA M., 1954: K tektonické analýze krystalinika. (Drobná tektonika Krkonoš). Knihovna Ústř. Ust. Geol. sv. 27.
- MEHNERT K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam.
- MÖBUS G., 1959: Zur Tektonik der Ganggesteine im Lausitzer Granitmassiv. — Geologie Bd. 8, H. 6.
- MÖBUS G., 1961: Lausitzer Grundgebirge-Erzgebirge. Ein petrogenetischer Vergleich. — Geologie Bd. 10, H. 7.
- MÖBUS G., 1964: Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge-Elbtalzone-Lausitzer Grundgebirge-Westsudeten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Kl. Chemie, Geol. u. Biol., Jg. 1964, Nr 5, 114 S., Berlin.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H., FAUL H., 1962: Age of some granitic rocks in Poland. — Geochim. Cosmochim. Acta v. 26, nr 10.
- RAMBERG H., 1944: The thermodynamics of the Earth's crust I. Preliminary survey of principal forces and reactions in the Earth crust. — Norsk. Geol. Tidsskr. Bd. 24.
- SCHÜRMAN H.M.E., ATEN A.H.W., BOERBOON A.J.H., BOT A.C.W.C., CONWENBERG G., DANCE D.F., HURLEY P.M., LEDENT D., STAUFFER H., STEEN-SMA J.J., SURINGA R., 1960: Forth preliminary note on age determinations of magmatic rocks by means of radioactivity. — Geologie en Mijnbouw, V. 30, No 4.
- SCHWARZBACH M., 1939: Die Tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. Alte und Junge Gebirgsbildung in einem Teilgebiet der Sudeten. — Jahresber. der Schlesischen Gesellschaft f. vaterländischen Kultur. 113.
- SCHWARZBACH M., 1943: Vulkanismus und Senkung in der Kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. — Geol. Rundschau Bd. 34. H. 1.

- [SEDLITSKIJ S., SEMENENKO N. P., ZAIDIS B. V., DEMIDENKO S. G.] 1965: СЕДЛЕЦКИЙ С., СЕМЕНЕНКО Н. П., ЗАЙДИС Б. Б., ДЕМИДЕНКО С. Г. — Абсолютный возраст метаморфических сланцев докембрийского фундамента Польских Карпат и Святокриских гор. — Карп. Балканская Геол. Ассоциация VII. Конгресс. СоФия.
- SEDLITSKIJ S., SEMENENKO N. P., ZAIDIS B. V., DEMIDENKO S. G.] 1966: СЕДЛЕЦКИЙ С., СЕМЕНЕНКО Н. П., ЗАЙДИС Б. Б., ДЕМИДЕНКО С. Г. — Абсолютный возраст метаморфических сланцев докембрийского фундамента Польских Карпат и Святокриских гор. — Труды XIII Сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при О. ОН. АН СССР.
- ŠMEJKAL V., 1960: Absolutní staří některých granitoidů a metamorfitů Českého masivu stanovené Kalium-argonovou metodou. — Věst. ÚÚG. ř. 35, č. 6.
- ŠMEJKAL V., 1964: Absolutní staří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. (II část.). The absolute age of some igneous and metamorphosed rocks of the Bohemian massif determined by the potassium — argon method (Part II). — Sb. geol. ved, Geologie, řada G., sv. 4.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. — Studia Geol. Pol. t. 1.
- SVOBODA J., 1955: Vápence Krkonoš a Jizerských hor. Die Kalksteine des Riesens-und Isergebirge. — Geotechnica. 21
- TEISSEYRE H., 1960: The principal structural features of the Sudetic Caledonides. XXI Int. Geol. Cong. Part. XIX. Copenhagen.
- TIMOFIEJEV B. W., 1958: Über das Alter der Sächsischer Grauwacken. — Geologie 7.

III. WAŻNIEJSZE MATERIAŁY KARTOGRAFICZNE

- BARANOWSKI Z., MIERZEJEWSKI M., 1968: Mapa geologiczna bloku karkonosko-izerskiego 1:200 000. Rękopis. Wrocław.
- BERG G., 1919—1920: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Flinsberg-Stickerhäuser. Berlin. 1925.
- BERG G., 1921—1922: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Wigandsthal-Tafelfichte. Berlin. 1925.
- BERG G., 1925: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Marklissa. Berlin. 1935.
- BERG G., 1927: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Greiffenberg. Berlin. 1935.
- BERG G., 1929: Geologische Karte des Deutschen Reiches. 1:25 000. Blatt Bad Warmbrunn (2 wydanie). Berlin 1940
- BERG G., 1931: Geologische Karte des Deutschen Reiches. 1:25 000. Blatt Schreiberhau und Schnee gruben-Baude (2 wydanie). Berlin 1940.
- BERG G., AHRENS W., 1921—1923: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Friedeberg am Queiss. Berlin 1925.
- LORENZ W., KOPECKY L. et al., 1964: Geologická mapa ČSRR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1:25 000, ark. M-33-IX Děčín-Görlitz. Geological map of Czechoslovakia, map of pre-Quaternary formations 1:25 000, ark. M-33-IX Děčín-Görlitz.
- OBERC-DZIEDZIC T., 1966: Mapa geologiczna obszaru granicznego krystaliniku izerskiego i starszego paleozoiku kaczawskiego w okolicy Lubomierza 1:25 000. In.: Kontakt krystaliniku izerskiego z paleozoikiem kaczawskim w okolicach Lubomierza. Contact of the Iżera Mts. crystalline massif with the Kaczawskie Mts. Palaeozoic in regions of Lubomierz. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- SAWICKI L. et al., 1968: Mapa geologiczna Dolnego Śląska (bez utworów czwartorzędowych) 1:200 000. Geological map of Lower Silesia (without Quaternary deposits). Inst. Geol. Warszawa.
- SVOBODA J. et al., 1963: Geologická mapa ČSRR, mapa předčtvrtohorních útvarů 1:200 000, ark. M-33-X Liberec. Geological map of Czechoslovakia, map of pre-Quaternary formations.
- ZIMMERMANN (I) E., 1915—1925: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Hirschberg. Berlin 1932.
- ZIMMERMANN E., 1928: Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000. Blatt Altkemnitz. Berlin 1932.

Witold SMULIKOWSKI

PETROGENETIC AND STRUCTURAL PROBLEMS OF THE NORTHERN COVER OF THE KARKONOSZE GRANITE

Summary

ABSTRACT: A description in detail is here given of the boundary zone between the crystalline Izera-Lusatia massif and the Lower Paleozoic and Uppermost Precambrian of the Kaczawa Mts. and Eastern Lusatia. No continuous dislocation has been observed along this boundary. Moreover, the paper contains a description of the rocks of supracrustal origin as well as of the granitoid rocks from the Izera complex and Eastern

Lusatia within the Polish territory. The results of mesostructural investigations are plotted on maps and diagrams. One part of the granitoid rocks resulted from the granitisation of a supracrustal series older than the Cambrian, while another is intrusive in character. The two groups are, however, genetically connected. The main lineation in the area under investigation is referable to the Young Caledonian tectogenesis which is also responsible for the effects of epizonal metamorphism.

PRELIMINARY REMARKS

The northern cover of the Karkonosze granite within the Izera Highlands and the Izera Mts. (Fig. 1) differs from the other metamorphic parts of the Karkonosze Block, foremost in that the gneisses and granites distinctly dominate there over rocks of supracrustal origin. The granitoid rocks of this complex display close genetic connections with the granitoids of eastern Lusatia. Of particular importance for the area under consideration is not the study of the granitoid rocks themselves (gneisses, granites, granodiorites) but of the supracrustal rocks intercalating them, and also of the border zones of the Izera complex between the Kaczawa Mts. and the Lusatian massif.

Particular problems — chapters in the present paper — have been treated as separate and independent parts, each containing a discussion of the most important literature and some conclusions. The literature is specified in two separate lists. List I mentions the Polish post-war literature, whether quoted in this paper or not, concerning the region of Izera Highland and of eastern Lusatia within Polish territory, list II mentions only the quoted Polish literature not pertaining to the region under investigation as well as foreign publications, mostly German and Czechoslovakian. List III sums up all the cartographic material on that region, available to the writer.

CHAPTER I

BORDER ZONE BETWEEN THE IZERA-LUSATIA CRYSTALLINE MASSIF AND THE LOWER PALEOZOIC AND UPPERMOST PRECAMBRIAN OF THE KACZAWA Mts. AND EASTERN LUSATIA

The discussions and investigations presented in this chapter concern the boundaries and mutual relations between the gneisses, granites and grano-

diorites on the one hand, and the schists of Kaczawa and "greywackes" of Lusatia bordering on them on the north between Jelenia Góra and Zgorzelec,

on the other hand. Since 1912, when G. Berg advanced the opinion that „the main Intrasedimentary fault”, separating the deformed Caledonian granites — Izera gneisses — from the Lower Paleozoic of the Kaczawa Mts., runs along the above boundary, this theory has been accepted by numerous authors. Others, in the first place J. Gierwielaniec (1956) and W. Schmuck (1957) question the existence of this dislocation at a number of places.

Three parts may be distinguished in the border zone here considered: 1) the eastern one, from Jeżów Sudecki to Pławna Górna and Miłęcice near Lubomierz, where the light Izera gneisses border on the greenstones and mica schists of the Kaczawa Mts. (profiles 2—32, Figs. 2—6); 2) the middle part, from Oleszna Podgórska to Kościelniki Średnie, where the dark gneisses resembling the granodiorite gneisses are in contact with the schists similar to those of the eastern part (profiles 33—41, Figs. 5, 7, 8); 3) the western part — in the vicinity of Włosień, Platerówka and Zgorzelec — where the granodiorite gneisses and nearly massive granodiorites border on the „greywackes” of Lusatia (Figs. 9—10).

Detailed geological and petrographic descriptions of a great number of profiles from the border zone make up the bulk of the documentary evidence of this chapter. On these data, in spite of the strongly differentiated details in the border zone between the complex of the Izera gneisses and the Kaczawa schist series, it is possible to determine several types of their mutual relations.

Only in the eastern-most part (Jeżów, Siedlecin) of the border zone, there exists a major dislocation where the transition and contact beds have been almost completely squeezed or wedged out.

In the remaining profiles of the eastern and central parts of the zone here investigated, the marginal rock-series have been preserved in spite of some symptoms of dislocation. Hence it may be reliably stated that the so called „intrasedimentary dislocation” has the character of a zone stretching near the boundary between the gneisses and schists. Dislocations occur there on a varying scale, but they do not represent any continuous line separating genetically different complexes. The dislocations occur here in the gneisses, there in the schists, occasionally also at their boundary and sometimes they disturb the continuity of the profiles across the border zone between the genetically connected complexes. Profiles whose continuity has not been broken by a dislocation on the gneiss/schist boundary have supplied a number of data useful in interpreting the mutual relation of these rocks.

Among the border zones from the eastern and central parts that had not been tectonically disturbed several modifications may be detected. A proper gradual transition between the gneisses and the schists over a distance of some tens of metres is quite an exception. The only good illustration of such a zone is profile 2 at Siedlecin. Over a distance of 100—150 m we can observe there a continuous passage from quite massive granites through coarse gneisses,

gneisses with small microcline eyes and fine-laminated microcline bearing gneisses to microcline bearing muscovite-chlorite schists and finally to schists devoid of microcline and to greenschists or greenstones. The absence of sharp boundaries, symptoms of reaction in the textures and the gradual disappearance of microcline into the schist series are the basic characters of this profile.

In other profiles, among them profile 16 (left bank of the Bóbr river, downstream of the Pilchowice dam), so often presented at various meetings, also in profile 7 (crest of Mt. Czyżyk), there are transitions from the granite and coarse gneiss to the grained augen-gneiss and the laminated gneiss called the transition gneiss which rests in immediate contact with the schists. On the other hand the boundary between the transition-gneiss and the schist, is quite sharp, though megascopically not always readily detectable. The gneiss contains considerable amounts of microcline and checkered albite while these minerals are completely absent from the schist.

Lastly, there are profiles, e.g. 10 and 17, where the boundary between the transition gneiss and the schists is somewhat blurred. Over a distance of several metres, the schist-like rocks contain potassium feldspar and checkered albite in amounts decreasing inward the schist series. Most of the transition gneisses have no reaction textures which might suggest that the formation of microcline in the rocks was performed by the replacement of other minerals. The microcline rather tends to produce partly automorphic porphyroblasts. Potassium feldspar is encountered in the schists quite exceptionally as veinlets and nests partly interlocking with the rock.

Just as the near-the-contact gneisses show continuous passages to coarse augen-gneisses and granites inward the gneiss complex, the near-the-contact schists show gradual passages of sedimentary character to the greenschists, greenstones and limestones, reasonably referable to the Cambrian (J. Górczyca-Skała 1966, 1967a; H. Teisseyre 1968b). Hence, although the continuity of the profiles has been broken up in many places by dislocations, we may still speak about the uniformity of the series, from the gneisses to the Cambrian deposits, using fragments of profiles for the reconstruction of the whole.

Putting aside the question of age of the phenomena here studied, and examining only the mutual relations of rocks within the boundary zone under consideration (its western part excepted), several concepts for the interpretation of the multifarious observations in this zone might be suggested. Not one of them, however, will adequately explain all the phenomena observed.

1. Metasomatic granitisation of the original sedimentary series

The silty-sandy series had been metamorphosed and subjected to the action of the metasomatic front, first sodium-bearing later potassium-bearing. The gneisses developed where the potassium feldspar had accumulated in greater amounts. The relatively sharp, only here and there transitional gneiss/schist boundary

resulted from abrupt changes in the composition of the sedimentary series, for example the potassium feldspar only penetrated into the sandstones without invading the shales. This reliably explains the existence of the transition-gneiss horizon and the conformity of the gneiss/schist contacts with the stratification of the sedimentary series. This had probably been J. Gorczyca-Skała's (1966) concept of her „metasomatic contact” though she did not express it in precise terms.

If, however, we take into consideration that, profile 2 excepted, the gneiss/schist boundaries are sharp along many kilometres and that this „metasomatic front” naturally tends to efface the differences in the composition of the rocks, then the potassium metasomatism ought to pass beyond this „inaccessible” horizon and at more than one place invade the interior of the schist series. The essential objection, however, against this hypothesis is that suggested by the development mode of microcline in the contact transition-gneisses. According to the above hypothesis these would represent the peripheries of the metasomatic front where the reactional origin of microcline replacing only in part other minerals would have to manifest itself: Infiltration antiperthites, relict perthites, oriented mica- and quartz inclusions in the feldspars and other similar phenomena might be here expected. Actually, however, no such phenomena have been observed, on the contrary, microcline produces here crystals with a certain tendency to idiomorphism.

2. Isochemical metamorphism of the sedimentary arkose-shale series lacking important metasomatism

The metamorphism of arkoses produced gneisses and granites, that of shales — mica-chlorite schists. Regional albitisation was later superimposed on both kinds. The locally sharp transition-contact concordant with the sedimentation surface fits well into this concept. Similarly as in item 1, the objections mainly concern the lack of reaction textures. Moreover, it should be stressed that only very deep metamorphic changes could result in the formation of gneisses and granites from sedimentary rocks of analogical composition. This distinctly contradicts the low metamorphism of schists directly neighbouring on the gneisses.

3. Granite intrusion into the schist cover

The coarse augen-gneisses represent deformed granites, the contact transition-gneisses represent the border zone, more fine-grained, frequently porphyritic, with a higher mica content. The rather cool intrusion did not produce any important contact changes in the schist cover. The granites were then metamorphosed together with the border zone and the cover. Hence,

the concordant position of the foliation and of other structures. The sharp intrusive contact does not occasionally exclude the occurrence of certain symptoms of small-scale feldspathisation.

4. The deposition of the schists on granite (see H. Teisseyre 1968b)

Clay sediments were laid down on the old granite and were together subjected to later metamorphism associated with regional albitisation. This accounts well for the sharp gneiss/schist contacts. The gradual transition of the schists to the gneisses within a narrow zone might be interpreted as the effect of metamorphism and of a small-scale mobilisation of some substances. This concept would not, however, explain the presence of a horizon of the „transition gneisses” invariably accompanying the gneiss-schist contact, and herein lies its main deficiency.

It is interesting to note here another variant of the interpretation of the boundary zone, suggested though not explicitly expressed by T. Oberc-Dziedzic (1966), also by J. & M. Szałamacha (1968a). The latter authors suppose that the schists contiguous to the gneisses are a part of the Proterozoic series separated by a dislocation from the Lower Paleozoic series. The position of the dislocation cannot be determined because of the close resemblance of the two series. The above interpretation is prompted by the work of G. Berg (1935a) with simultaneous reference to the opinions of J. Chaloupský (1963, 1965). It may render compatible the view of the Assyntian age of the Izera gneisses with the observations on the gneiss-schist contact near Pilchowice, granting the conviction about the continuity of the main Intracrustal fault.

Giving full support to the statements of W. Schmuck (1957), the present writer follows up the suggestions of M. Schwarzbach (1939) in postulating the uniformity of the schist series north of the gneisses. This does not by any means contradict the opinion that, within the Izera complex, the schist intercalations may be *sensu lato* equivalents of the same series.

The study of the western part of the boundary between the crystalline rocks and the sedimentary mantle in the vicinity of Włosień, Platerówka and Zgorzelec, rather convincingly indicates contact changes produced in the „greywackes” by the granodiorites and the granodiorite gneisses. Moreover, according to the suggestions of German authors (i.a. of G. Hirschman 1966a, b) also those of a great number of the Polish geologists (M. Borkowska 1959, M. Kozłowska-Koch 1965), the present writer included, there is a granodiorite intrusion into the Lusatian „greywackes”.

CHAPTER II

SUPRACRUSTAL ROCKS WITHIN THE IZERA COMPLEX

The Izera complex, though built foremost of gneisses and granites, includes numerous rocks of supracrustal origin which are represented by con-

cordant intercalations of various thickness. Most of them are mica- and chlorite schists, amphibolites and quartzites occur in smaller amounts.

The schist belt of Zlotniki (Fig. 11) has a length of 15 km with the width ranging from 200 to 400 m and steep northern dips. It is built of mica schists and quartzites. Light rocks of the type of leucogranites occur in small amounts on its southern side. To the north the mica schists grade from the so-called transition-gneisses to coarse augen-gneisses. To the south the schists show sedimentary interlocking with the quartzites. Finegrained, directional, feldspar-rich rocks, possibly corresponding to leptinites, occur between the quartzites and the leucogranites.

The schist belt of Wojcieszycze — Stara Kamienica — Gierczyn — Czerniawa — Lahně-Libverda. This is the largest and the most differentiated element of the metamorphosed sedimentary series within the Izera complex. It stretches, gently arching, over a distance of 68 km. Its thickness ranges from 500 m in the east to about 1,600 m in the west.

The mica schists, often with chlorite, contain garnets in some horizons. An increase in the amount of feldspars indicates their passage to the gneisses. The presence in some parts of biotite porphyroblasts is responsible for the spotty appearance of the schists. At Stara Kamienica the schists contain a big lens of marbles and the associated lime-silicate rocks.

The finegrained quartz-albite rocks called the leptinites by K. Kozłowski (1970), are occasionally spotty owing to the presence of biotite porphyroblasts.

The intraschist gneisses are concordantly interbedded with the schists, and form a distinct horizon within the schist belt. They resemble the transition gneisses from the boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa schist series.

Leucogranites and leucocratic gneisses are of common occurrence on the southern side of the schist belt. They are very poor in dark minerals or completely devoid of them. Microcline in these rocks is replaced by checkered albite, but here and there they occur both side by side. The processes of albitisation and leucocratisation may have been mutually connected.

The hornfelses of the High Izera Ridge (Wysoki Grzbiet Izerski). These lie in direct neighbourhood with the Karkonosze granite and have undergone contact metamorphism resulting from its action. Their outcrop area is 10 km long and 2 km wide. Some detailed petrographic descriptions have been published by M. Borkowska (1966). The rocks contain biotite, muscovite, microcline, andesine, andalusite, cordierite, pinites, garnets and other accessory minerals.

The dislocation zone of Rozdroże Izerskie and Izerskie Garby. Within a zone from 100 to 300 m wide the rocks have undergone far advanced cataclasis and mylonitisation, and have also to a great measure been replaced by quartz. In the central part a nearly monomineral quartz rock was formed while rocks secondarily laminated by quartz occur at the margin. The sharp cutting of the dislocation zone by the granite transversal to the lamination and foliation undisturbed granite apophyses, also contact phenomena in the disturbed rocks supply convincing evidence that the

dislocation was prior to the Variscan intrusion of the Karkonosze granite.

The mica schists from Jindřichovice n. Smrk occur in a narrow belt cropping out only in the Czechoslovakian territory.

The schists, amphibolites, leucogranites and greisen rocks from the vicinity of Kamiień, Skiba, Pobiedna. Though poorly exposed and torn into fragments by dislocations they represent the fourth belt of supracrustal rocks enclosed within the Izera complex. On the Wyrwak Hill near the village of Kamiień are the well known occurrence sites of the topaz greisens and other leucocratic rocks.

The supracrustal rocks in the vicinity of Raspenava in Czechoslovakia. They consist of mica schists and limestones which have in a great measure undergone contact metamorphism. Their geological position in relation to the other schist belts has not been accurately determined.

Micaceous schists and gneisses in the vicinity of Jasna Góra S of Bogatynia. Much farther to the west of the units already mentioned above, in the SW extremity of the Polish territory, and S of the occurrence area of the Rumburk granites, there are in the midst of gneisses small areas, mostly in Czechoslovakia, with rocks of the type of mica schists. Cordierite has been encountered there near the contact with the gneisses.

Minor intercalations of amphibolites and biotite- or chlorite schists within the Izera complex. Besides the above major localities of supracrustal rocks among the gneisses the presence is noted nearly throughout their occurrence area of thin, concordant intercalations. These belong mostly to biotitised and chloritised amphibolites, also to schists derived from them.

Quartzite intercalations within the Izera complex. In many places (Maciejowiec — Radomice, Rybnica — Barcinek — Janice, Nowa Kamienica and elsewhere) quartzites occur among the gneisses as concordant, often continuous, rather thin intercalations. They are rocks with highly complicated textures. Their origin is none the less complicated and obscure, possibly not always analogous in the various occurrence sites.

Undoubtedly, the present form of these rocks represents the effect of the metasomatic replacement of other previously existing minerals by quartz. It proved possible to detect that plagioclase was, in the first place, one of them, also potassium feldspar and micas. The replacement by quartz occurred under static conditions since no directional textures have been encountered. Hence, although all the minerals had been replaced by quartz, the previously existing textures may have persisted. In many cases it has been possible to trace the effects of stiff deformations such as cataclasis, mylonitisation and brecciation of rocks — mainly gneisses — which took place before the replacement by quartz. It may be reasonably supposed that this replacement involved the zones of such deformations. The above rocks differ distinctly from the quartzites from the Izerskie Garby Hills,

the greisens from the Wyrwak Hill and the quartzites from Czerniawa and Krobica.

The relicts of volcanic rocks described from a number of places reasonably suggest that, at least in some parts, the zones of the replacement by quartz were superimposed on zones containing volcanic rocks. Their occurrence mode as horizons concordant with the stratification of the whole complex, and the

numerous relicts of volcanic texture, might possibly indicate their tuff- or tuffite origin. The acid pyroclastic, or generally volcanic rocks would not be surprising in the supracrustal series which gave rise to the Izera complex. Quite likely, the replacement by quartz led to the preservation of volcanic textures, chiefly of trachyte-like texture even under conditions of major metamorphic reconstruction.

CHAPTER III

THE GRANITOID ROCKS OF THE IZERA COMPLEX AND OF EASTERN LUSATIA

Criteria based on the composition, structure and texture of the granitoid complex here investigated, do not supply conclusive evidence for classification and only suggest some general tendencies to differentiation. Most of the features display all possible transitions. Diagram in Fig. 12 illustrates the differentiation of the mineral composition. The difficulties concerning classification are deepened by the numerous secondary, not always closely determinable transformations. The most important ones are: sericitisation of plagioclase, recrystallisation of sericite into muscovite, albitisation of potassium feldspar, changes of the composition of plagioclase in the direction of the more acid members — mostly albite — chloritisation and muscovitisation of biotite.

The absence of adequate criteria of mineral composition must be compensated by toilsome comparative studies of the structure and texture never devoid of certain subjectivity. It appears that field megascopic observations concerning the characters of structure, texture, and colour, added to the data supplied by the tracing of the occurrence areas of certain varieties, are the most accessible though strongly inadequate means for the classification of the Lusatia-Izera granitoids.

Within the area bordered in the W by the Nysa Łużycka river, in the S and SE by the Variscan Karkonosze granite, in the N and NE by the sedimentary Kaczawa-Lusatia series the following types of rocks may be roughly differentiated:

1. Leucocratic rocks: leucogranites and leucocratic gneisses
2. Light rocks: granites, in the east called the Izera granites and light gneisses in the west the granite of Rumburk
3. Dark rocks: East-Lusatian (Zawidów) granodiorites and granodiorite gneisses.

A part of the Izera granites, especially the porphyritic varieties from Chmielęń, Wrzeszczyn and Jelenie Skąły, seem to suggest that they had crystallised from a melt. Others, the light gneisses and granites may have developed from the schist formation in the way of granitisation processes. The directional textures of the gneisses may either be the result of the deformations of granites, or they may be inherited from

granitised schists. These problems were profoundly discussed by M. Kozłowska-Koch (1965). The identification in the particular cases of these two kinds of rock may present considerable difficulties.

The dark granodiorite gneisses display undoubted genetic connections with the Eastern-Lusatian granodiorites. All the basic petrographic characters of these rocks seem to depend closely on such secondary processes as microclinisation, albitisation, sericitisation, and muscovitisation. The intensity of these processes increases with the intensity of the deformation from the granodiorites to the gneisses. All these changes, the increase in microcline porphyroblasts perhaps excepted, are referable to the phenomena of the epizonal retrograde metamorphism whose intensity increases eastwards. Hence, the metamorphic changes are now observable starting with the granodiorites to the gneisses. If the granodiorites had ever developed from the gneisses by way of progressive metamorphism, as suggested by Szałamacha, this process cannot be reliably documented at the present state of intensity of the secondary changes and is confined to the field of speculation.

Both in the granodiorites and in the dark gneisses, the intensity of the above processes was unequal and apparently controlled by the intensity of the successive phases of deformation. Even in the monotonous original mass a secondary differentiation might have been produced in this way and be manifested now as a pseudostratification of the complex.

There is no doubt that a part of the gneisses are deformed granodiorites, because the stiff deformations are zonally superimposed onto the granodiorite rock unchanged in what its composition and structure are concerned.

The concepts of J. & M. Szałamacha (1968b) concerning the origin due to granitisation — in its widest meaning — of the granodiorites and granodiorite gneisses, supposedly derived from the „Lusatian greywackes”, seem very interesting. They call, however, for the introduction of more precise data and modifications in the light of observed facts.

It may be reasonably supposed that, in certain horizons, the sedimentary rocks probably belonging to the Lusatian greywacke formation, sufficiently

potassium-rich, have undergone metamorphic processes which are responsible for the mobilisation of the most susceptible constituents, i.e. in the first place of potassium and silica. After they had undergone what H. Ramberg (1944) calls „chemical squeezing” the composition of the whole rock moved in the direction of the granodiorites. This is both a metamorphic and metasomatic process, performed under hydrothermal conditions, for which the term „granodioritisation” has been suggested by V. Marmo (1958, 1967). The same process may have taken place in deeper horizons, under anatexis conditions and in its further effect might have even supplied palaeogenetic granodiorite magma. In any one of these cases the existence of a „pumping mechanism” i.e. of a proper P/T gradient (J. Burchart 1970) must have been the indispensable condition for the differentiation responsible for the removal from the rock of its granite constituents, i.e. its „degranitisation”.

The processes of degranitisation in the lower parts may result in the „granitisation” of the higher ones (K. Mehnert 1968; J. Burchart 1970). The granite melt formed by anatexis dissolution must have been squeezed out.

If the main granodiorite mass took on the form of palaeogenetic magma then the preservation of anatexis and metasomatic granodiorites was possible only at the margins of the granodiorite mass. In result of subsequent metasomatic processes, these granodiorites which had become richer in microcline, may have attained the composition of granite. The potassium metasomatism and the microcline porphyroblastesis may have affected various rocks — from the intrusive magmatic to relatively slightly altered sediments — leading to the formation of various granites and gneisses. The parts of the melt squeezed out may have formed an intrusion of granite composition.

The effects of sodium metasomatism were undoubtedly superimposed onto those of the potassium metasomatism. The regional distribution of the former is much wider than that of the potassium metasomatism and reaches deep down into the Kaczawa series. Throughout the Izera complex microcline was replaced by checkered albite.

The exceptionally great intensity of the manifold secondary changes, connected with the repeatedly performed remodelling of the whole complex and affecting its structural and chemical-mineralogical characters, renders hardly possible any attempt to trace its original constitution and calculate its chemical balance-sheet. Should Lusatian granodiorites actually be the metamorphosed sediments of the „greywacke” formation, then the alkalis mobilised by their formation would effect a far advanced granitisation of the eastern periphery of the Lusatian mass, i.e. the Izera complex. The intrusive character of some granitic and granodioritic rocks indicates far advanced anatexis. The processes of degranitisation in the deeper horizons would account for the processes of granitisation in the east of the complex.

In this light the controversial opinions concerning the „magmatic” or „metasomatic” origin of some light gneisses, granites, dark gneisses and granodiorites grow less sharp and are reduced to a discussion over details in the stages of the same process which cannot be clearly delimited. The mechanisms used for mobilising and transporting substances, whether diffusive or anatexis, connected with the squeezing out of the resulting melt, may co-operate in one and the same process. Attempts to separate them clearly are purposeless and will surely prove of no avail.

Orogeny is most commonly responsible for the proper P/T gradient and for the setting into action of a whole system of changes. The formation of the Lusatian granodiorites, the Rumburk granites, also of the granites and various Izera gneisses, is controlled by interdependent elements of one big whole and are parts of one and the same great process. The multiphase character of the numerous changes may indicate the several times repeated revival of this process. If there are any valid grounds to speak in this case of separate orogenies then the formation of the mass may have continued for more than one orogeny.

The investigations of the German geologists apparently prove the Assyntian age of the east-Lusatian granodiorite. The above speculations reasonably suggest that the gneisses and granites of the Izera complex may have formed at about the same time as the granodiorites.

Research work in the border zone of the Izera complex and the Kaczawa Mts. did not conclusively determine the problem of their age, foremost because of the strong metamorphic remodeling and dislocations. The lowermost members of the Kaczawa series may correspond to the „Lusatian greywackes” of Görlitz and then the gneiss could penetrate them by intrusions or attack them as a metasomatic front. If the lowermost members of the Kaczawa schists correspond to the greywacke beds of Kamenz they could have been deposited on the gneisses older than they are, or rather on the granites of that time. If, however, and this may not be completely barred out, the granite of Rumburk together with the Izera gneiss had no direct age connections with the granodiorite but were younger, then, as intrusions and metasomatic granitisation they might have involved the Uppermost Cambrian and the Lower Cambrian in the Kaczawa series. In order, however, to agree with Chaloupsky's (1963—1965) observations this ought to have occurred prior to the Uppermost Ordovician. The absence of a major sedimentary gap in the Kaczawa series from the Cambrian to the Uppermost Ordovician is a serious drawback in this hypothesis.

Discussions concerning the age of granitoids from the complex of Izera and eastern Lusatia are now but speculative and conjectural. Conclusive determinations in this question seem precocious. Table III gives the results of the absolute age determinations of rocks from the Karkonosze block and eastern Lusatia.

CHAPTER IV

RESULTS OF MESOSTRUCTURAL INVESTIGATIONS

Systematic foliation-, lamination- and lineation measurements have been carried out, in some regions also fracture measurements.

In rocks from the area here investigated, the dislocation zone of Rozdroże Izerskie excepted, foliation (F) nearly always coincides with the surface of sedimentation. With the exception of the secondarily laminated quartz-rich rocks, formed in the dislocation zone mentioned above lamination (L) is the result of sedimentary bedding. Only when, along with the foliation or lamination, surfaces of a different cleavage have been observed transversing the foliation or lamination, was the cleavage referred to as „second cleavage” (Z_{II}). This occurs most frequently as fracture cleavage.

The following types of lineation have been distinguished: axes of minute folds, gouffrage (wrinkling), elongation of mineral assemblages, intersection lines of the structural surfaces in the rock — referred to as pencil structure. The geographical orientation of the shorter limb of the fold in relation to the fold axis has been referred to as fold asymmetry. One older (l_1) and two younger (l_2, l_3) lineation generations have been distinguished on criteria pertaining to: morphology, mutual relation of lineations occurring on the same surface, extent of the recrystallisation of minerals healing deformations. The lineation directions cannot be used as criteria to distinguish the different generations of lineation.

The measurements of the mesostructures are plotted in the lower hemisphere on Schmidt's equal area net. To illustrate the position of the mesostructures throughout the area under investigation reduced diagrams have been plotted on the geological map (Fig. 13).

Discussions on the age of tectogenesis, i.e. that of the main lineations in the Izerza complex should not be confined only to that complex. Undoubtedly, in what concerns the mesostructures there exist very close analogies between the complex of Izerza and the schist series of the Kaczawa Mts. Mesostructural data from the two units show them very clearly (H. Teisseyre 1964). These analogies concern not only the same number of lineation generations and

their coinciding directions, but also the development mode of the mesostructures and the effects of post-deformational recrystallisation. In H. Teisseyre's opinion (1967, 1968a, b) the dominant B_1 lineation in the Kaczawa Mts., hence also the l_1 lineation in the Izerza complex, is a result of the Early Caledonian tectogenesis, and to it are probably referable the effects of metamorphism. It is an important fact that the effects of the Young Caledonian tectogenesis disappear going west and that at the same time the effects of the Variscan tectogenesis grow more distinct. Actually, within the granitoid rock complex of the Izerza Highlands and Eastern Lusatia, as well as in the schists and „greywackes” bordering it on the north, there is — going west — a marked decrease in the tectonic disturbance of the rocks and in the effects of the post-deformational recrystallisation. This weakening of the effects of dislocation metamorphism at the same time indicates the disappearance of the older l_1 lineation, dominant in the east and regarded as Early Caledonian. In the light of the genetic uniformity of the granitoid rocks from the Izerza complex and from the East Lusatian massif, also in view of differences in their tectonic activity connected with the Early Caledonian tectogenesis, it may be reasonably supposed that the Izerza complex or rather the whole Karkonosze Block represents that part of the immense crystalline massif of Karkonosze and Eastern Lusatia which was disturbed and remodelled during the Caledonian orogeny. It may be of some significance here that, in contradistinction from the directionless and massive plutonic rocks in the west, the eastern gneiss- and granite complex — formed mainly by granitisation and containing relicts of the schist formations — had inherited its directional structure from the supracrustal series and displayed a markedly weaker mechanical resistance.

The Variscan age is assigned by H. Teisseyre (1964, 1967, 1968a, b) to the rigid deformations responsible for the younger lineations B_2 and B_3 (l_2 and l_3), though he does not exclude the possibility that some of the younger deformations may be connected with the post-Upper Cretaceous dislocations (J. Gorczyca-Skała 1966).

FINAL REMARKS

An all-round examination of the petrogenetic, chronological and structural problems of the northern cover of the Karkonosze granites stresses the difficulties that may be encountered in arriving at doubtless conclusions and final statements. This shows off the strong complications in the geological structure of the complex here considered. Controversial views are advanced concerning the stratigraphy of the most

important parts of the complex, the origin of the chief rock types and their mutual relations.

So far, in spite of strenuous attempts, the knowledge of the problems here considered is still fragmentary and methodically inadequate. It is, therefore, impossible for the writer to describe more accurately the geological structure of the area he is investigating. A tentative general picture of its geological evolution

is all that he dares to draw, believing it to be that most acceptable at the moment because of the relatively scanty and controversial material obtained through observations.

The gneisses and granites of the Izera complex were, to a great extent, produced by the granitisation of the metamorphosed series, mostly sedimentary in origin. An influx of the alkalis, in the first place of potassium, was indispensable for the formation of many granitoid rocks. In the east, however, some of the granites bear the character of concordant, flat intrusions, while in the west major granite bodies (the Rumburk granite) are also intrusive in character. These intrusions have, however, close genetic and chronological connections with the processes of granitisation.

The granitisation process in the East is referable to the processes of „degranitisation” in the deeper parts of the complex, now cropping out in the western portion of the investigated area. This process and the intrusions of palingenetic melts are responsible for the formation of the east Lusatian granodiorites. Their subsequent dynamic reworking resulted in the formation of dark granodiorite gneisses.

All the granitoid rocks (light gneisses, granites of Izera and of Rumburk, East Lusatian granodiorites and the dark gneisses) were the result of one and the same cycle of plutonism affecting Eastern Lusatia and the Karkonosze block. It may be reasonably supposed to have started in the Uppermost Precambrian and may have continued to the Uppermost Ordovician.

The whole complex was subjected — particularly during the Early Caledonian time — to rather shallow-zone metamorphic changes accompanied by regional albitisation. In some zones the albitisation was associated with leucocratisation of the granites

and gneisses, most of them were, however, originally poor in dark constituents. This led to the formation of leucogranites and leucocratic gneisses.

The supracrustal series, whose relicts have persisted within the granitoids as schist belts such as Wysoki Grzbiet, Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, Złotniki and others, is more strongly metamorphosed, but in the petrographic composition it resembles the schist series of the Kaczawa Mts., and may represent their older than Cambrian members. The Lusatian „greywackes” of Kamenz and Görlitz are perhaps their western equivalents. In the various horizons of this series the Izera gneisses and granites were formed.

No major dislocation has been observed within the boundary zone between the Izera complex and the Kaczawa series. The mutual relations of the granitoid rocks with the schists may reasonably be regarded as a contact zone slightly modified by metamorphism. Its character is partly magmatic-intrusive, partly metasomatic, expressed by feldspatisation attaining a complete granitisation of the schist rocks.

Within the northern cover of the Karkonosze granite the dominant older lineation, coinciding with the direction of the main structures, is supposed — on analogies with the Kaczawa Mts. — to be a result of the Early Caledonian tectogenesis and to be connected with the effects of epizonal metamorphism.

The Variscan intrusion of the Karkonosze granite gave rise to contact changes. In this region they disappeared rather quickly going north. The younger lineations may be connected with the Variscan tectogenesis.

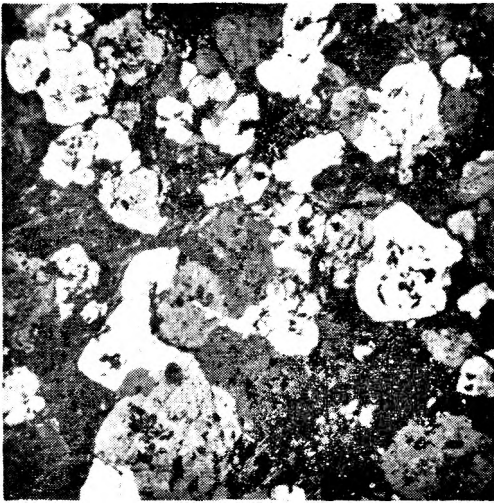
Future investigations ought, on the one hand, to endeavour to collect documentary material by traditional methods, while, on the other hand, new methodical solutions must be strenuously sought.

The Petrographic Laboratory
of the Institute of Geological Sciences,
Polish Academy of Sciences
Warszawa, June, 1970

PLANSZA I

PLATE I

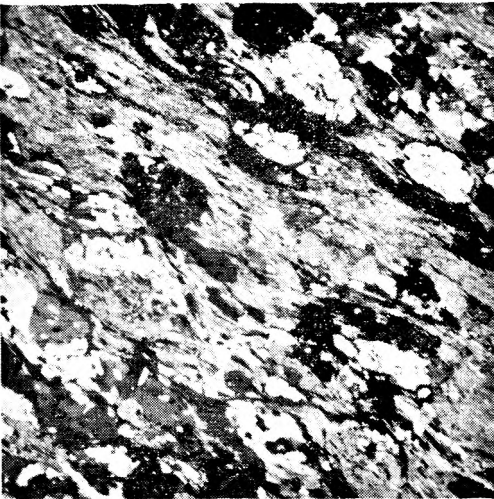
- Fot. 1. Albit metablastyczny z licznymi wrostkami tytanitu i epidotu zwyczajnego w zieleńcu (profil 2, NE od Siedlęcina). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Metablastic albite with numerous inclusions of sphene and epidote in a greenstone (profile 2, NE of Siedlęcín). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 2. Albit metablastyczny w łupku muskowitzowo-chlorytowym (profil 10, na E od Pilchowic). Polaryzatory 80°, pow. 40×
Metablastic albite in a muscovite-chlorite schist (profile 10, E of Pilchowice). Nicols 80°, magn. 40×
- Fot. 3. Albit metablastyczny w łupku muskowitzowym (profil 17a, NE od Pokrzywnika). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Metablastic albite in a muscovite schist (profile 17a, NE of Pokrzywnik). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 4. Albit metablastyczny w łupku muskowitzowo-chlorytowym, zawiera ukierunkowany pigment minerałów tytanowych (profil 17a, NE od Pokrzywnika). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Metablastic albite in a muscovite-chlorite schist with parallel disposition of leucoxene pigment (profile 17a, NE of Pokrzywnik). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 5. Albit metablastyczny w łupku muskowitzowo-chlorytowym (profil 8, NE od Pilchowic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 40×
Metablastic albite in a muscovite-chlorite schist (profile 8, NE of Pilchowice). Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 6. Mikroclin wypierany przez albit w gruboziarnistym granicie (profil 10, na E od Pilchowic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Microcline invaded by albite in coarse-grained granite (profile 10, E of Pilchowice). Crossed nicols magn. 20×



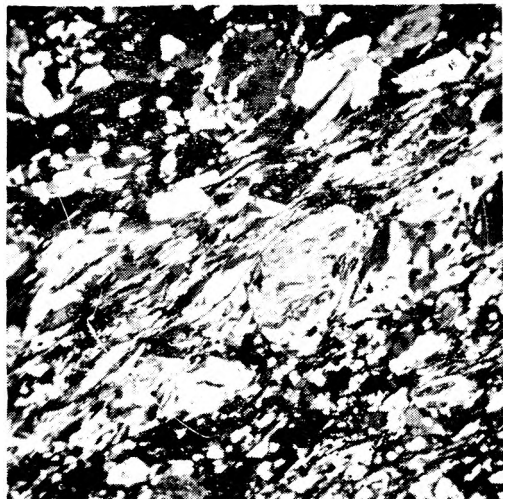
Fot. 1



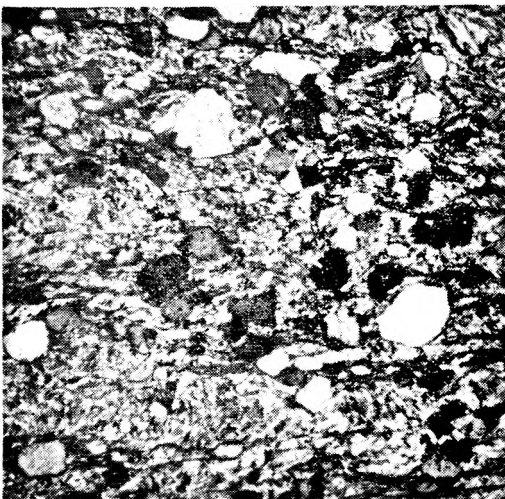
Fot. 2



Fot. 5



Fot. 4



Fot. 3

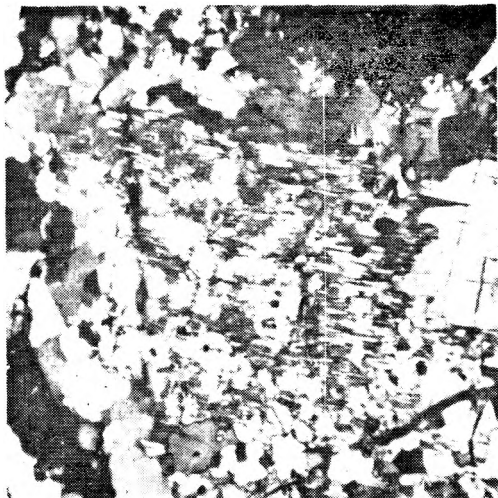


Fot. 6

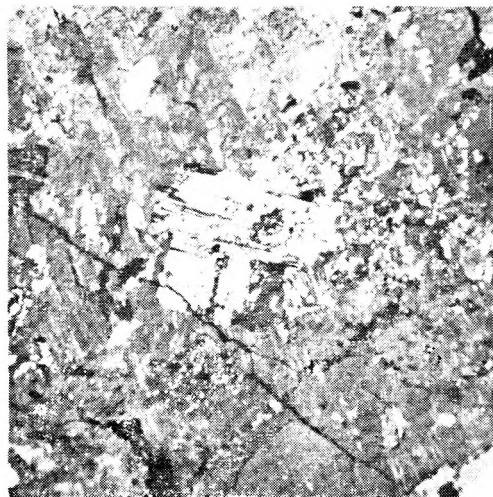
PLANSZA II

PLATE II

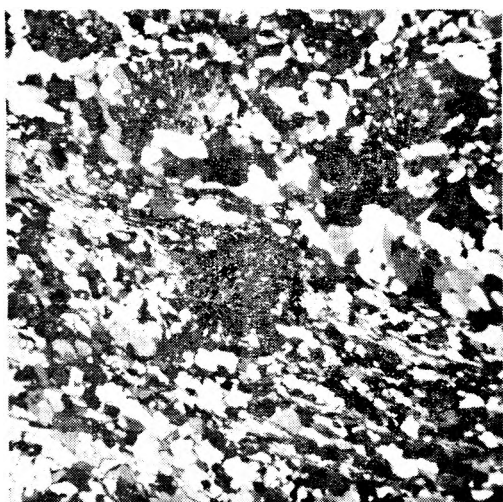
- Fot. 1. Mikroklin zastąpiony w znacznej części przez albit szachownicowy w gruboziarnistym granicie (profil 10, na E od Pilchowic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 40×
Microcline replaced largely by checkered albite in a coarse-grained granite (profile 10, E of Pilchowice). Crossed nicols, magn. 40×
- Fot. 2. Wrostek albitu w mikroklinie w gruboziarnistym granicie (profil 10, na E od Pilchowic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Albite inclusion within microcline in a coarse-grained granite (profile 10, E of Pilchowice). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 3. Chlorytowo-serycytowa pseudomorfoza po granacie w laminowanym gnejsie przejściowym, 4 m od kontaktu z łupkami (profil 16, na S od Pilchowic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Chlorite-sericite pseudomorph after garnet in a laminated transitional gneiss, 4 m from its contact against the schists (profile 16, S of Pilchowice). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 4. Drugie złupkowanie w łupku muskowitowym z biotytem (profil 17c, Pilchowice). Polaryzatory 80°, pow. 20×
Secondary cleavage in a biotite bearing muscovite schist (profile 17c, Pilchowice). Polarisers 80°, magn. 20×
- Fot. 5. Relikty muscowitu w blastycznym kwarcu w łupku muskowitowym (profil 20, NW Pilchowice). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Muscovite relics in blastic quartz from a muscovite schist (profile 20, NW Pilchowice). Crossed nicols, magn. 20×
- Fot. 6. Jednakowo zorientowane wrostki albitu w dużym błaście mikroklinu w granicie z południowej części wkopu 372 (profil 27, na zachód od Radomic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20×
Parallel orientation of albite inclusions in a large microcline blast from the granite in the S part of test pit 372 (profile 27, W of Radomice). Crossed nicols, magn. 20×



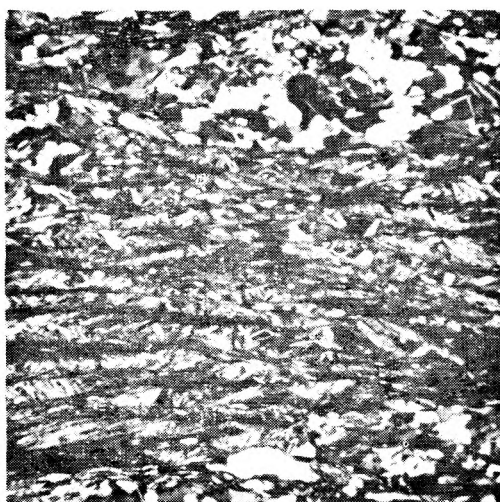
Fot. 1



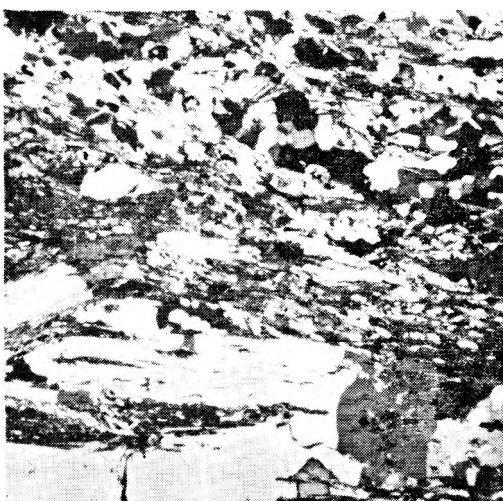
Fot. 2



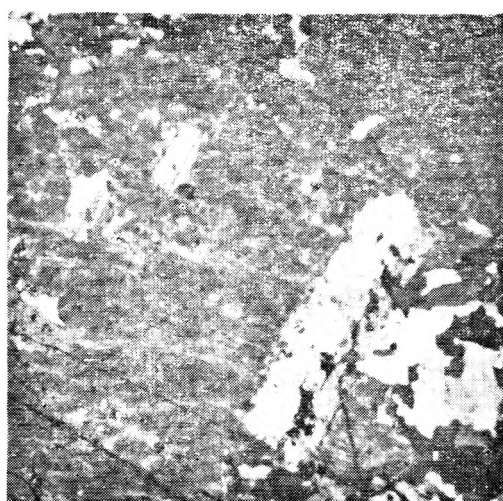
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5

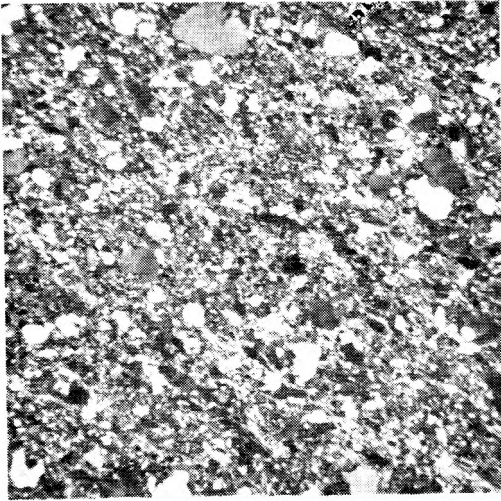


Fot. 6

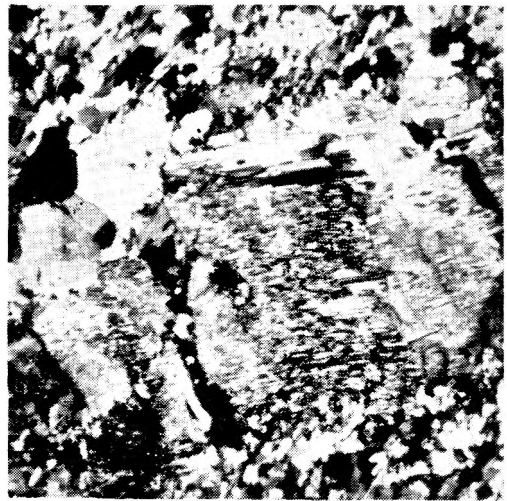
PLANSZA III

PLATE III

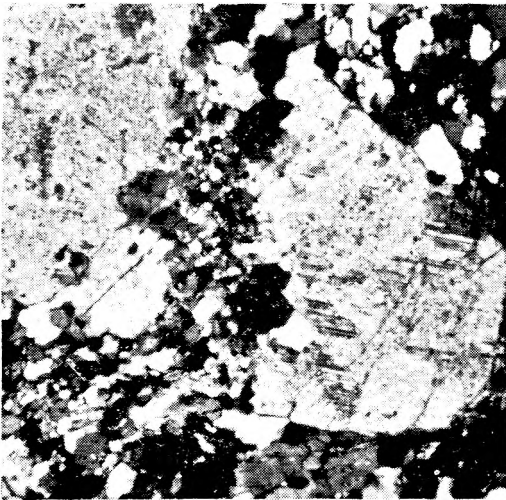
- Fot. 1. Piaskowiec, tzw. „szarogłaz” z Platerówki (odkrywka 510). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 40 ×
Sandstone (so called “greywacke”) from Platerówka (outcrop 510). Crossed nicols, magn. 40 ×
- Fot. 2. Albit szachownicowy w kataklastycznym gnejsie (profil 6, Złotniki). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 40 ×
Checkeded albite in a cataclastic gneiss (profile 6, Złotniki). Crossed nicols, magn. 40 ×
- Fot. 3. Porfiroblast albitu szachownicowego przecięty drobnoziarnistą strefą złożoną z kwarcu i skalenia potasowego (profil 3b, Złotniki). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 40 ×
Checkeded albite porphyroblast cut by fine-grained stripe consisting of quartz and potassium feldspar (profile 3b, Złotniki). Crossed nicols, magn. 40 ×
- Fot. 4. „Trachitowa” struktura kwarcytu (na wschód od Nowej Kamienicy). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20 ×
„Trachyte-like” texture of quartzite (E of Nowa Kamienica). Crossed nicols, magn. 20 ×
- Fot. 5. „Palisadowe” ułożenie kryształów kwarcu w żyłkach (Krzewie Małe). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20 ×
“Palisade” arrangement of quartz crystals in veinlets (Krzewie Małe). Crossed nicols, magn. 20 ×
- Fot. 6. Fragmenty drobnoziarnistych, zapewne wulkanicznych skał w „trachitowym” kwarcycie (między Maciejowcem i Radomicami). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20 ×
Fragments of fine-grained probably volcanic rocks in „trachyte-like” quartzite (between Maciejowiec and Radomice). Crossed nicols, magn. 20 ×



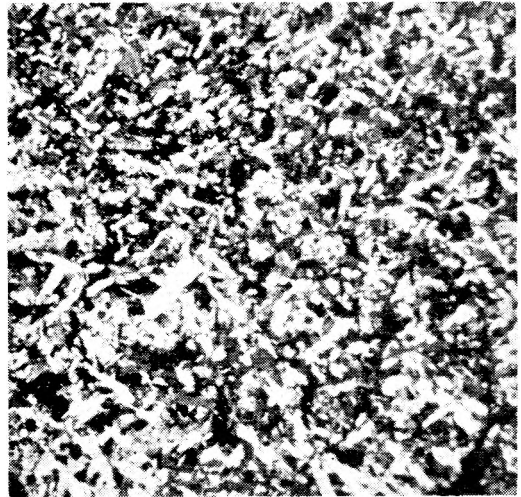
Fot. 1



Fot. 2



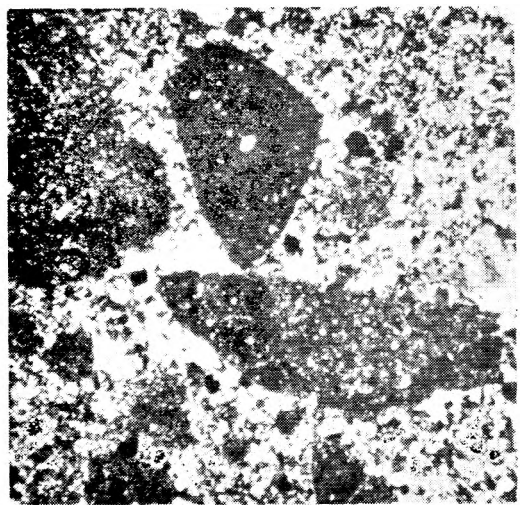
Fot. 3



Fot. 4



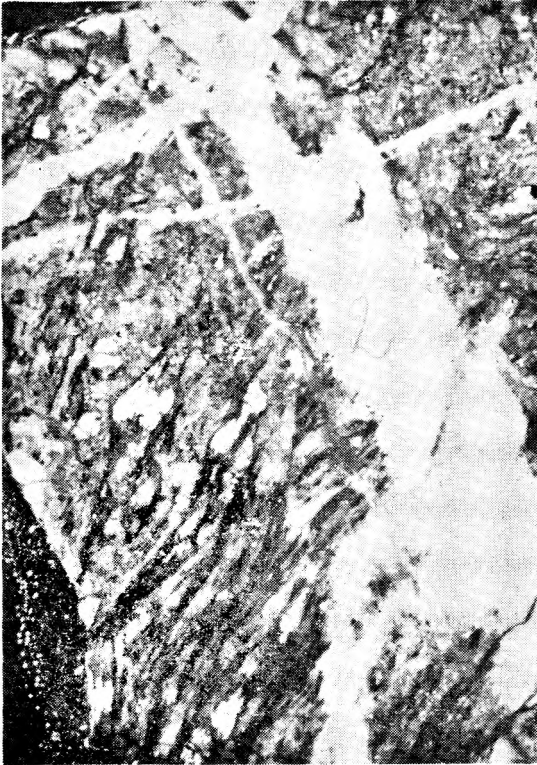
Fot. 5



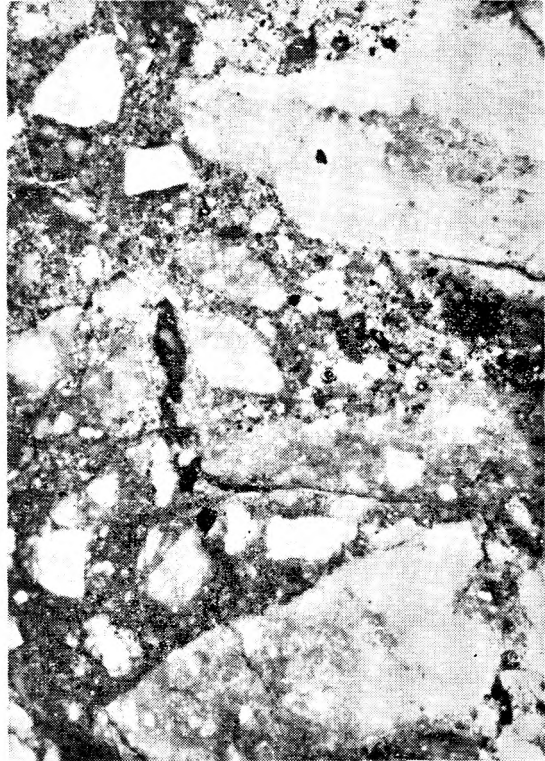
Fot. 6

PLANSZA IV
PLATE IV

- Fot. 1. Fragmenty brunatnego kwarcytu w obrębie żyły mlecznego kwarcu (Stara Kamienica). Powierzchnia polerowana, pow. ok. 3 ×
Fragments of brown quartzite in a vein of milky quartz (Stara Kamienica). Polished surface, magn. 3 ×
- Fot. 2. Skwarcowany gnejs pocięty żyłkami mlecznego kwarcu (Stara Kamienica). Powierzchnia polerowana, pow. 3 ×
Quartzitized gneiss cut by veinlets of milky quartz (Stara Kamienica). Polished surface, magn. 3 ×
- Fot. 3. Skataklastyczny, gruboziarnisty gnejs pocięty żyłkami drobnoziarnistego kwarcytu i mlecznego, gruboziarnistego kwarcu (między Maciejowcem a Radomicami). Powierzchnia polerowana, pow. 3 ×
Coarse-grained cataclastic gneiss cut by veinlets of fine-grained quartzite and of milky coarse-grained quartz (between Maciejowiec and Radomice). Polished surface, magn. 3 ×
- Fot. 4. Czerwonobrunatny, drobnoziarnisty kwarcyt z fragmentami jasnego kwarcytu i grubszych kryształów kwarcu (na N od Chmielenia). Powierzchnia polerowana, pow. 3 ×
Reddish-brown fine-grained quartzite with fragments of light quartzite and larger quartz crystals (N of Chmielen). Polished surface, magn. 3 ×



Fot. 2



Fot. 4



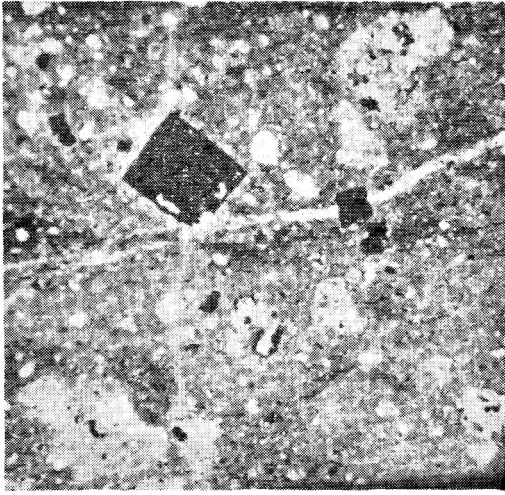
Fot. 1



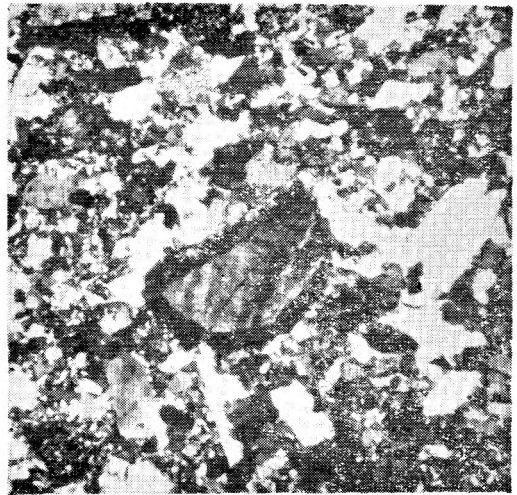
Fot. 3

PLANSZA V
PLATE V

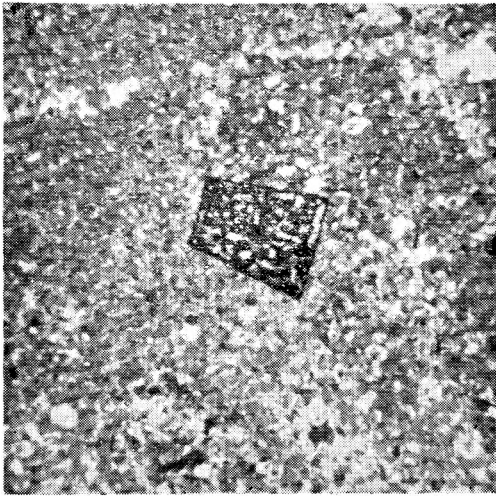
- Fot. 1. Skwarcowana, prawdopodobnie wulkaniczna skała stanowiąca fragment zamknięty w „trachitowym” kwarcycie (między Maciejowcem a Radomicami). Z jednym polaryzatorem, pow. 40 ×
Quartzitized rock supposedly of volcanic origin — fragment enclosed in a „trachyte-like” quartzite (between Maciejowiec and Radomice). One nicol, magn. 40 ×
- Fot. 2. Ziarno skalenia potasowego z silnie zmętniałą obwódką, różniącą się nieco orientacją od wnętrza kryształu (na E od Janic). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20 ×
Potassium felspar grain with a cloudy rim slightly different in its optical orientation from the inside of the crystal (E of Janice). Crossed nicols, magn. 20 ×
- Fot. 3. Serycytowa pseudomorfoza z tlenkami żelaza po nierozpoznanym fenokryształe w kwarcycie (na N od Nowej Kamienicy). Polaryzatory 70°, pow. 20 ×
Sericate pseudomorph with iron oxides after some indetermined phenocryst in a quartzite (N of Nowa Kamienica). Nicols 70°, magn. 20 ×
- Fot. 4. Serycytowa pseudomorfoza z obwódką tlenków żelaza po nie rozpoznany fenokryształe w kwarcycie (na N od Nowej Kamienicy). Polaryzatory 80°, pow. 40 ×
Sericate pseudomorph rimmed with iron oxides after an indetermined phenocryst in quartzite (N of Nowa Kamienica). Nicols 80°, magn. 40 ×
- Fot. 5. Subtelny pigment w słupku kwarcu, rozłożony strefowo, równoległe do ścian piramidy (na wschód od Nowej Kamienicy). Polaryzatory skrzyżowane, pow. 20 ×
Delicate pigment in a quartz prism, showing zonal disposition parallel to the pyramid faces (E of Nowa Kamienica). Crossed nicols, magn. 20 ×
- Fot. 6. Reliktowe ziarno granatu w porfirowym granicie z Wrzeszczyna. Polaryzatory 75°, pow. 40 ×
Relict garnet grain in porphyry granite from Wrzeszczyn. Nicols 75°, magn. 40 ×



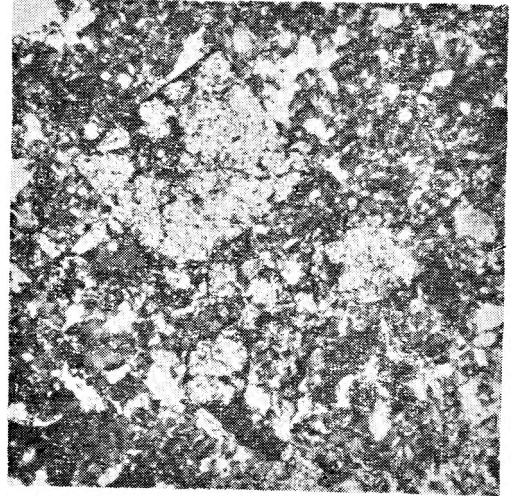
Fot. 1



Fot. 2



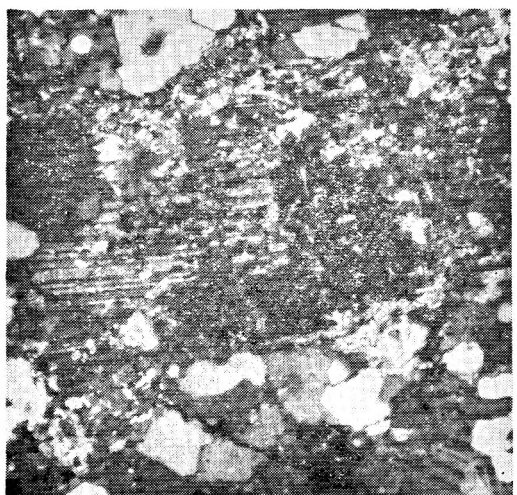
Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

1	Nr próbki	514c Platerówka	514e Platerówka	514i Platerówka	539f Platerówka	539g Platerówka	510 Platerówka	637b Platerówka	643e Włosień	643i Włosień	591d Włosień	591o Włosień	584c Włosień
2	Przynależność do formacji wg mapy B. i Z. Berezowskich	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz	szaroglaz
3	Barwa i inne cechy megaskopowe	szary, lekko zielonkawy, łupkowy, drobne załadowania	jasnożółtawy, afaniczny, słaba lineacja	brunatnawy, ślady laminacji, masywny	szary, lekko zielonkawy, laminowany	szary, afaniczny, ślady załadowania i drugiego złupkowania	jasnoszary, masywny	szary, masywny, ślady laminacji i ukośnego złupkowania	szary, masywny, z różnokierunkowymi splekaniami	szary, masywny, piaskowce	łupek szary potyśkliwy, silnie zrudziały, z lineacją	szary, masywny, piaskowce	jasnoszary z odcieniem zielonkawym, masywny, rude nacieki i żyłki
4	Kierunkowość tekstury	niewyraźna	wybitna	niewyraźna	wyraźna	wyraźna	niewyraźna	niewyraźna	dość wyraźna	ledwie dostrzeżalna	b. wyraźna	niewidoczna	dość wyraźna
5	Ziarna detrytyczne (względne ilości)	mało dużo* brak	średnio mało brak	dużo mało brak	dużo mało brak	nieobecne nieobeczone	dużo średnio brak	dużo mało* sporadycznie**	średnio średnio brak	dużo mało sporadycznie*	brak brak brak	dużo dużo brak	dużo sporo brak
6	Stożki obtoczenia ziarn	nieobeczone średnio	słabo	słabo	nieobeczone	nieobeczone	nieobeczone średnio	nieobeczone słabo	nieobeczone słabo	nieobeczone słabo	— —	nieobeczone nieobeczone	nieobeczone
7	Wielkość ziarn największych średnich najmniejszych średnica w mm	1,5 0,3 0,1	0,3 0,05 0,01	0,1—0,3 0,08 0,01—0,03	0,1 0,03—0,05 0,01—0,05	0,03—0,05 0,02 0,01	0,3—0,5 0,08 0,01—0,03	0,7 0,1—0,3 0,03	0,3 0,03—0,05 0,01	0,8 0,1—0,15 0,03	— — —	0,3 0,05—0,08 0,01—0,03	0,3 0,05 0,01—0,03
8	Ilość spoiwa łącznie w tym: muskowitu serycytu biotyty chlorytu	dużo dużo mało brak brak	dużo dużo mało brak brak	średnio dużo średnio mało brak	średnio dużo mało b. mało dość dużo	b. dużo dużo mało brak brak	mało mało sporo sporo mało	mało/średnio średnio dużo sporo brak	średnio średnio dużo dość często w żyłkach brak	dużo średnio dużo średnio brak	dużo brak brak brak	b. mało b. mało* mało b. mało brak	mało dużo mało mało mało
9	Wielkość (grubość, powszechna długość) blaszek litych w mm	0,03 × 0,08 0,3 × 0,7	0,03 × 0,05 0,1 × 0,2	0,01 × 0,05 0,2 × 0,3	0,03 × 0,08 0,3 × 0,2	0,03 × 0,05 0,05 × 0,1	gruby serycyt 0,05 × 0,1 (biotyty)	0,01 × 0,03 lub gruby serycyt 0,08 × 0,15	gruby serycyt 0,08 × 0,15	serycyt 0,06 × 0,1	0,03 × 0,15 0,08 × 0,25	0,01—0,05	0,01 × 0,05 0,05 × 0,15
10	Minerały akcesoryczne	apatyt	apatyt cyrkon	apatyt cyrkon turmalin	apatyt turmalin (wtórny)	apatyt cyrkon turmalin (wtórny)	apatyt cyrkon	apatyt cyrkon turmalin	cyrkon	apatyt cyrkon	turmalin (wtórny)	apatyt cyrkon turmalin	turmalin
11	Uwagi	bezpośrednio przy kontakcie * prawdopodobnie blaszki metamorficzne	przy kontakcie z granitem muskowitowym	kilka metrów od kontaktu z gnejssem silne wtórne deformacje i zażelazienie	3 m od kontaktu z gnejssem	w środku 0,5 m wkładki szaroglazów wstród gnejszów	gruby serycyt 0,05 × 0,1 (biotyty)	* pojedyncze ziarna albitu szachownicowego, ** tylko mozaika kwarcowa	12 cm od kontaktu z gnejssem	ok. 2 m od kontaktu * tylko mozaika kwarcowa	turmalin (wtórny)	* tylko w pewnych strefach (ślizgi)	mieszta rekrystalizacja muskowitu, siaba kwarcu i albitu
12	Skala przed metamorfizmem	łupki piaskowicze, piaskowice (szczególnie silnie przekrystalizowane)	mułowicze	ilasto-aleurytowe z odrobiną frakcji piaskowiczej	mułowicze	łupek ilasty z odrobiną frakcji aleurytowej	piaskowicze	piaskowicze bogate w spoiwo ilaste	mułowicze	piaskowicze	łupek ilasty	piaskowicze ubogie w spoiwo	mułowicze ubogie w minerały ilaste

508	Włostień	594	Włostień	631c	Włostień NE	620c	Włostień NE	619b	Włostień NE	720b	Włostień NE	719c	Włostień NE	719aNE	Włostień	718a	Włostień NE
szarogłaz brunatnawy z od- cieniam zielenka- wym o wyglą- dzie piaskowca	szarogłaz jasnoszaro-zie- lonkawy, ze śla- dami laminacji	fiyllit jasnoszary z od- cieniem rudawo- -żółtym	fiyllit jasnożółtawo-zie- lonawy tupek. Drobne załatdo- wania	fiyllit b. wyraźna	fiyllit wyraźna	fiyllit rudoczerwony tupek piaszczysty	fiyllit silnie rudy, zbity	fiyllit wybitna	fiyllit niewyraźna	fiyllit wybitna	fiyllit niewyraźna	fiyllit niewyraźna	fiyllit niewyraźna	fiyllit niewyraźna	fiyllit niewyraźna	fiyllit nie wyrażna	fiyllit nie wyrażna
dość wyraźna	dość wyraźna	wyraźna	b. wyraźna	dość wyraźna	wyraźna	wyraźna	wyraźna	wybitna	niewyraźna	wybitna	wybitna	nie wyrażna	nie wyrażna	nie wyrażna	nie wyrażna	nie wyrażna	nie wyrażna
dużo	dużo	dużo	dużo*	dużo*	średnio	średnio	b. mało	dużo	dużo	dużo	dużo*	dużo*	b. mało	b. mało	dużo	dużo	dużo
dużo	średnio	dużo	dużo**	dużo**	dużo*	dużo*	sporo	sporo	sporo	sporo	sporo	dużo	sporo	sporo	sporo	sporo	dużo*
mało*	sporo*	sporadycznie*	sporadycznie**	sporadycznie**	sporadycznie**	sporadycznie**	brak	brak	brak	brak	brak	sporadycznie**	brak	brak	brak	brak	sporadycznie**
nieobtoczone	slabo/wcale	średnio obtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone	nieobtoczone
slabo	średnio	średnio	średnio	0,3	0,4	0,08	0,08	0,1—0,3	0,1—0,3	0,1—0,3	0,3—0,5	0,3—0,5	0,05	0,05	0,5	0,5	0,5
0,7	1,0	0,4	0,3	0,3	0,4	0,08	0,08	0,1—0,3	0,1—0,3	0,1—0,3	0,3—0,5	0,3—0,5	0,05	0,05	0,5	0,5	0,5
0,05	0,1	0,07	0,05	0,05	0,05—0,07	0,03	0,03	0,05—0,07	0,05—0,07	0,05—0,07	0,03—0,07	0,03—0,07	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03
0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,03	0,03	0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01	0,01	0,01—0,03	0,01—0,03	0,01—0,03
średnio	dużo	dużo	średnio	średnio	średnio	średnio	dużo	średnio	dużo	średnio	średnio	średnio	dużo	dużo	średnio	średnio	średnio
średnio	mało	b. mało	dużo	dużo	mało***	dużo	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak
dużo	mało	dużo**	mało	mało	dużo	sporo	sporo	sporo	sporo	sporo	sporo	sporo	dużo	dużo	sporo	sporo	sporo
mało	sporo**	b. mało	sporo	sporo	sporo	dużo*	dużo*	sporo	sporo	sporo	sporo	mało	dużo	dużo	sporo	sporo	sporo
mało	mało	b. mało	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	brak	mało	mało	sporo	mało	mało	mało
gruby serycyt	serycyt	serycyt	0,01 × 0,05	0,01 × 0,05	gruby serycyt	serycyt	serycyt	0,01 × 0,06	0,01 × 0,06	0,01 × 0,06	serycyt gruby	serycyt gruby	0,01 × 0,05	0,01 × 0,05	serycyt gruby	serycyt gruby	0,15 × 0,2
0,15 × 0,2	0,05 × 0,08	0,05 × 0,05	0,05 × 0,1	0,05 × 0,1	0,05 × 0,1	0,05 × 0,1	0,05 × 0,1	0,05 × 0,15	0,05 × 0,15	0,05 × 0,15	0,05 × 0,15	0,05 × 0,15	0,03 × 0,08	0,03 × 0,08	0,15 × 0,3	0,15 × 0,3	0,15 × 0,2
turmalin	apatyt cyrkon turmalin	apatyt cyrkon	cyrkon	cyrkon	apatyt	apatyt	leukoksen (dużo)	cyrkon	cyrkon	cyrkon	cyrkon	leukoksen (dużo)	leukoksen (dużo)	leukoksen (dużo)	cyrkon	cyrkon	cyrkon
* mżazka kwar- cowa	* mżazki kwar- cowe i skały kwarcowo- -albitowe	* jak 592b ** czasem w for- mie gniazd	* liczne gniaz- da i żyłki ** są ziarna albi- tu szachown. *** mżazka kwarcowa i kwarcowo- -albitowa	* dość częste ziarna albitu szachown. ** wiele blaszek prawdopo- dobnie de- trytycznych *** mżazka kwarcowa	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* bardzo jasno- oliwkowy	* jęczmień da i żyłki ** kwarcowo- -albitowe	* jęczmień da i żyłki ** kwarcowo- -albitowe	* jęczmień da i żyłki ** kwarcowo- -albitowe	* sporadycz- nie ziarna szachown. ** mżazka kwarcowa *** wiele blaszek większych detrytycz- nych	* sporadycz- nie ziarna szachown. ** mżazka kwarcowa *** wiele blaszek większych detrytycz- nych	* sporadycz- nie ziarna szachown. ** mżazka kwarcowa *** wiele blaszek większych detrytycz- nych
piaskowiec	piaskowiec boga- ty w spoiwo ilaste	piaskowiec dość bogaty w spoiwo ilasto-aleurytowe	piaskowiec o spo- iwo ilastym	piaskowiec o spo- iwo ilastym	piaskowiec	piaskowiec	tupek ilasty, mo- że tufo-geniczny	piaskowiec	piaskowiec	piaskowiec	piaskowiec	piaskowiec	tupek ilasty za- pewne tufo-ge- niczny	tupek ilasty za- pewne tufo-ge- niczny	piaskowiec	piaskowiec	piaskowiec

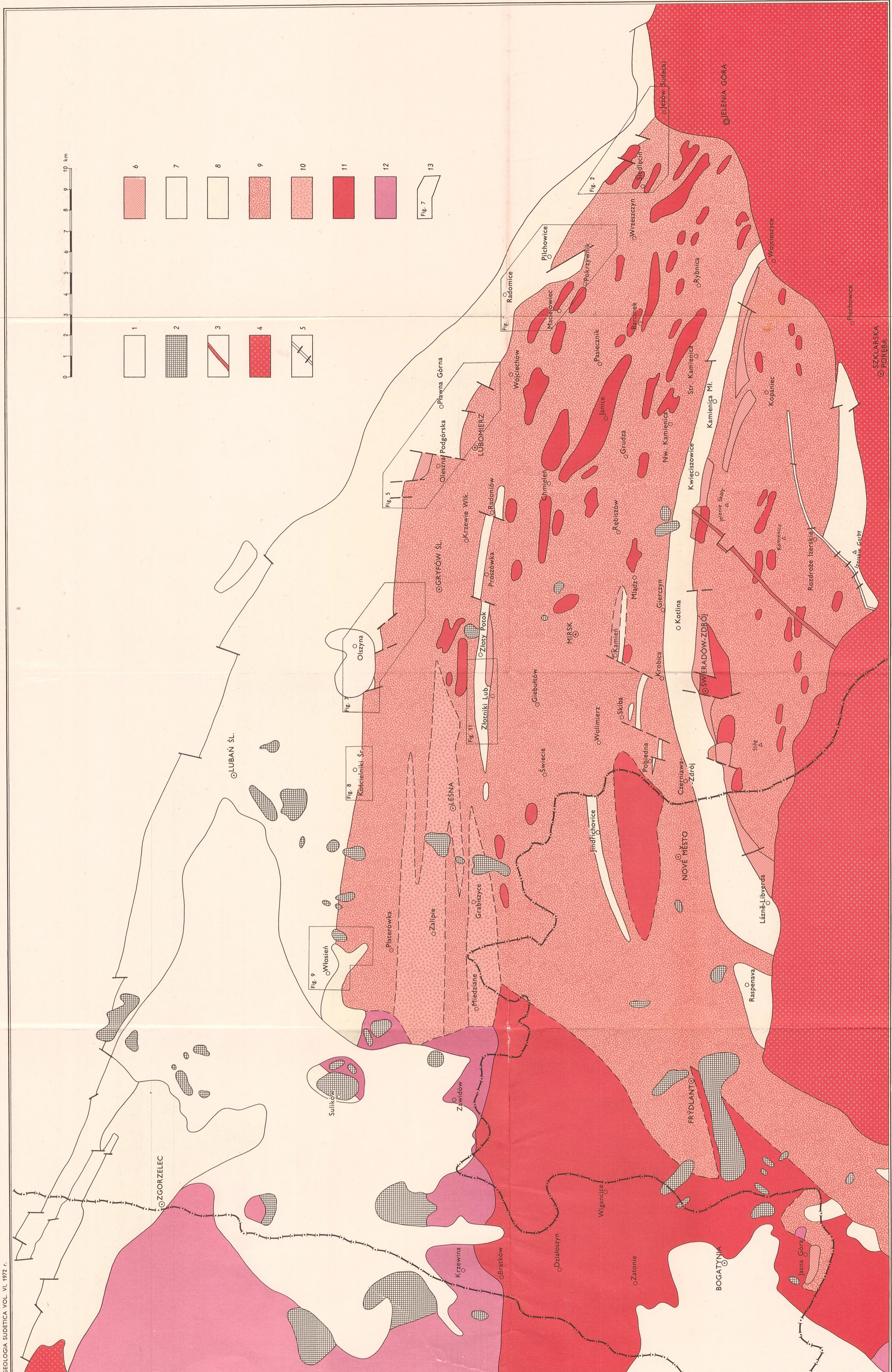


Fig. 1
Mapa geologiczna północnej okrywy granitu Karkonoskiego
Geological map of the northern cover of the Karkonosze granite
 W. Smulikowski — Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonosze
 G. Berg (1919-1940), W. Lorenz, L. Kopecky et al. (1964), L. Sawicki et al. (1965), J. Svoboda et al. (1965), J. Szalamacha & M. Szalamacha (1966, 1968)
 1 — otwory młodsze od Syluru, 2 — bazalty, 3 — skała twarda — mikrogranit, 4 — granit, 5 — granit, 6 — granit, 7 — skała twarda — mikrogranit, 8 — skała twarda — mikrogranit, 9 — skała twarda — mikrogranit, 10 — skała twarda — mikrogranit, 11 — skała twarda — mikrogranit, 12 — skała twarda — mikrogranit, 13 — skała twarda — mikrogranit
 1 — rocks younger than Silurian, 2 — basalts, 3 — hard rock — microgranite, 4 — granite, 5 — granite, 6 — granite, 7 — hard rock — microgranite, 8 — hard rock — microgranite, 9 — hard rock — microgranite, 10 — hard rock — microgranite, 11 — hard rock — microgranite, 12 — hard rock — microgranite, 13 — hard rock — microgranite

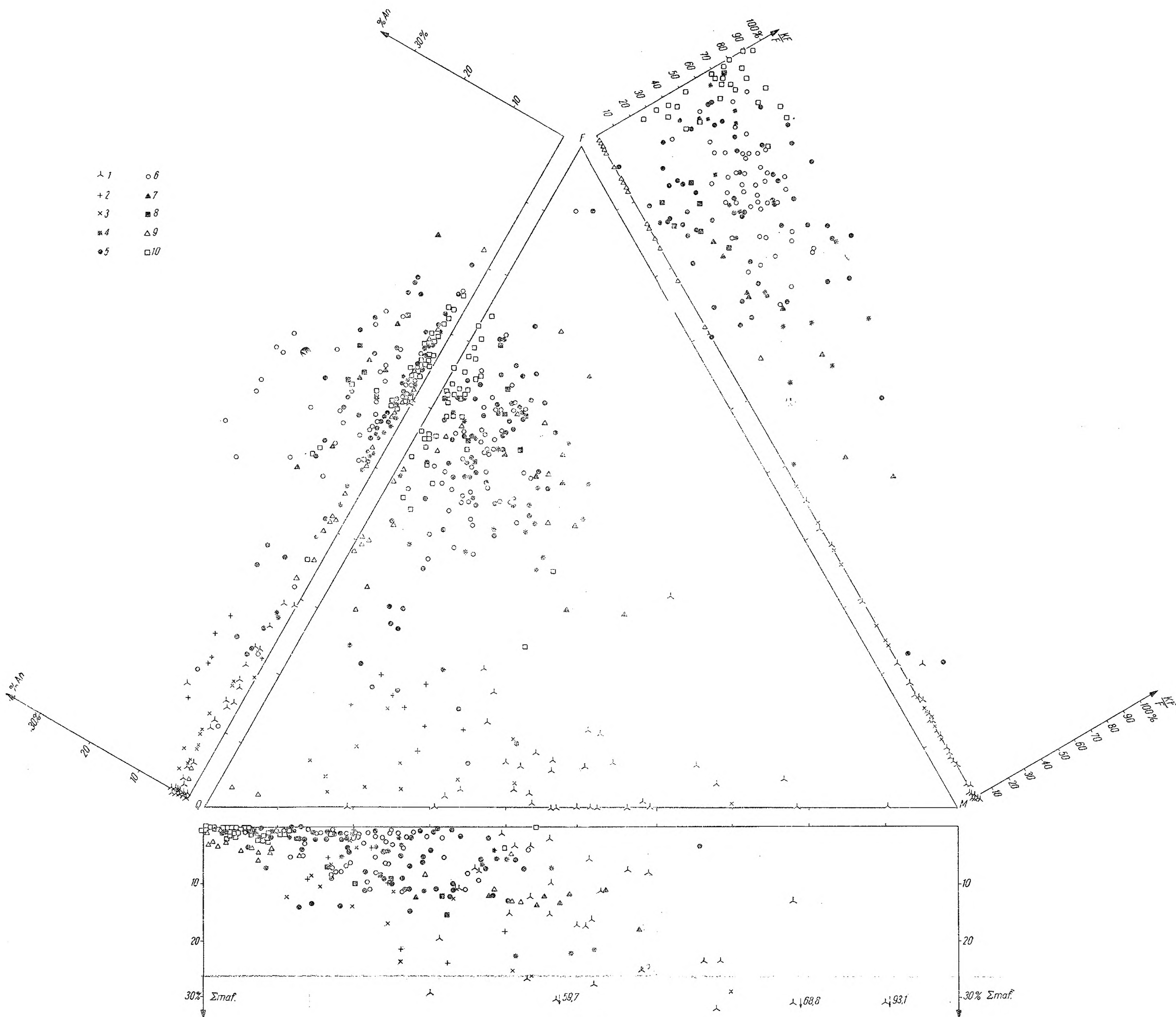


Fig. 12

Wykres rzeczywistego składu mineralnego skał północnej okrywy granitu Karkonoszy. Według danych: M. Borkowskiej (1959), W. Heflika (1964), H. Januszewskiej (1960), D. Komackiej (1960), M. Kozłowskiej-Koch (1956), M. Kozłowskiej-Koch (w pracy K. Smulikowskiego 1958), K. Kozłowskiego (1970), J. Pawłowskiej (1966)

Q — kwarc, M — lyszczyki wraz z chlorytem, F — skalenie (łącznie), An — procentowa zawartość drobiny anortytowej w plagioklazie, $\frac{KF}{F}$ — stosunek zawartości skalenia potasowego wraz z albitem szachownicowym względem sumy wszystkich skaleni $\left(\frac{\text{skaleń K + albit szachownicowy}}{\text{suma skaleni}} \right)$, Σmaf — łączna zawartość mineralów ciemnych, 1 — łupki lyszczykowe pasma Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, 2 — łupki lyszczykowe pasma złotnickiego, 3 — łupki lyszczykowe okolic Pilchowice, 4 — gnejsy śródlupkowe pasma Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, 5 — gnejsy różne, 6 — granity izerskie i rumburskie, 7 — gnejsy granodiorytowe, 8 — granodioryty wschodniolużyckie („zawidowskie”), 9 — leptynity, 10 — leukogranity i gnejsy leukokratyczne

Mineral composition diagram of rocks from the northern cover of the Karkonosze granite. After: M. Borkowska (1959), W. Heflik (1964), H. Januszewska (1960), D. Komacka (1960), M. Kozłowska-Koch (1956), M. Kozłowska-Koch in K. Smulikowski (1958), K. Kozłowski (1970), J. Pawłowska (1966)

Q — quartz, M — mica with chlorite, F — feldspars, % An — anorthite molecule content in plagioclase $\left(\frac{\text{K-feldspar + checkered albite}}{\text{all feldspars}} \right)$, Σmaf — sum of dark minerals, 1 — mica schists of the belt Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, 2 — mica schists of the Złotniki belt, 3 — mica schists from the environs of Pilchowice, 4 — intraschist gneisses of the belt Wojcieszycze — Łaznė-Libverda, 5 — miscellaneous gneisses, 6 — Iżera and Rumburk granites, 7 — granodiorite gneisses, 8 — East Lusatian granodiorites of Zawidów, 9 — leptinites, 10 — leucogranites and leucocratic gneisses

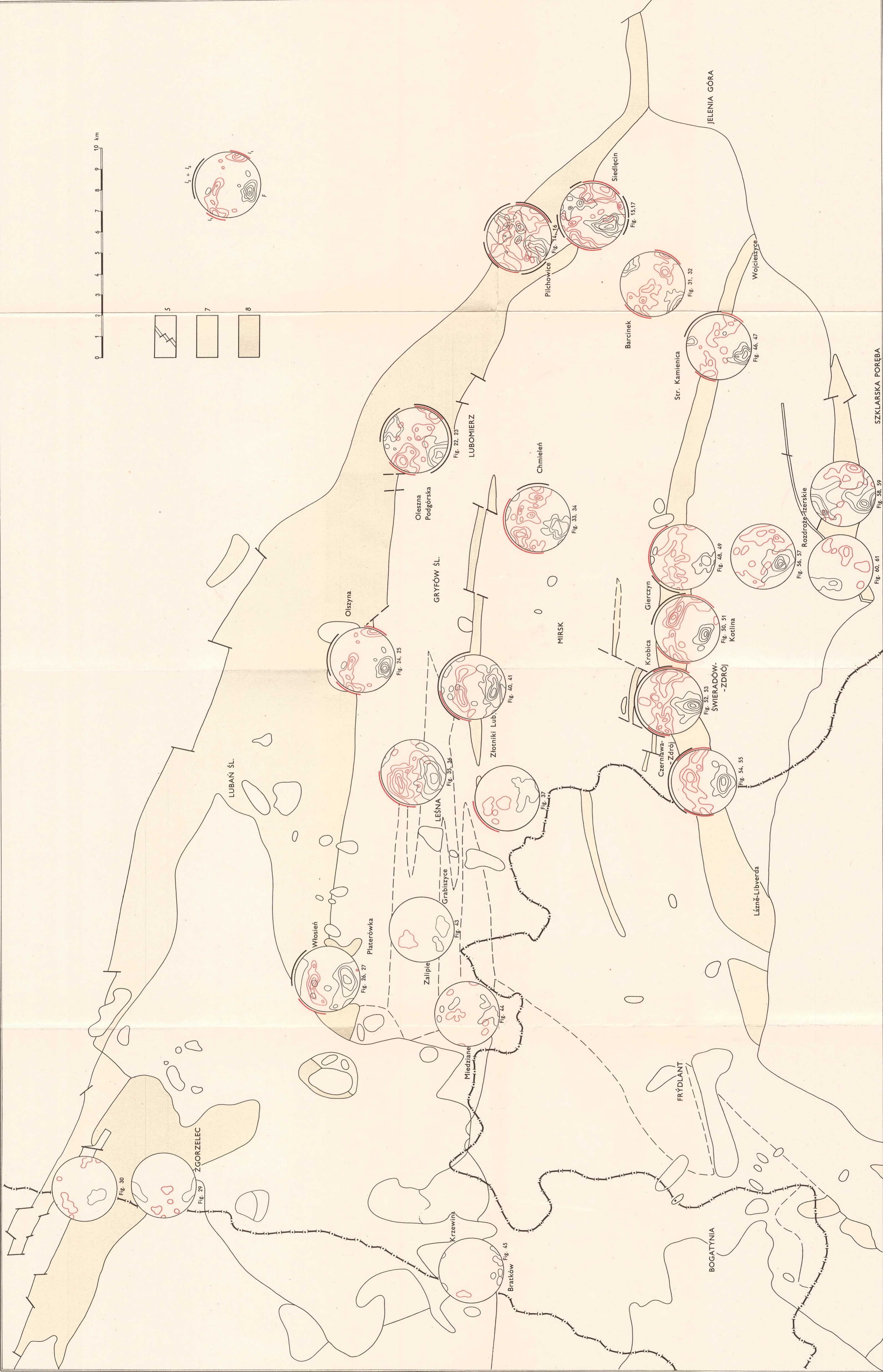


Fig. 13
Zestawienie diagramów mezostrukturalnych na mapie geologicznej północnej okrywy granitu Karkonoszy (por. fig. 1)
Zestawienie diagramów mezostrukturalnych na mapie geologicznej północnej okrywy granitu Karkonoszy (por. fig. 1)

3 - strefa dyplaktyczna - lower quartz, 7 - miła and oblique schists occasionally with marble lenses, 8 - łuski łuszczyste i obrypowe zawierające nakłady soczewki marmuru, 6 - starogłazy łupki "konury czarna" - F - historyczny obszar foliacji, kontury czerwone - lineacji 1, 2 - sektory występowania lineacji 1, 2, 3, 4, 5 - sektory występowania lineacji 1, 2, 3, 4, 5