

Ludwik KASZA

BUDOWA GEOLOGICZNA GÓRNEGO DORZECZA BIAŁEJ ŁĄDECKIEJ

SPIS TREŚCI

Streszczenie	119
Wstęp	119
Litologiczno-stratygraficzny opis serii skalnych	122
Skąły metamorficzne	123
Kompleks łupkowo-paragnejsowy	123
Migmatyty i granitognejsy	130
Skąły magmowe cyklu waryscyjskiego	135
Granitoidy Gór Złotych i Białskich	135
Skąły typu lamprofirów	135
Skąły osadowe wieku paleozoicznego	136
Zlepięce z Kletna	136
Tektonika	138
Foliacja i drobne struktury pochodzenia tektonicznego	138
Opis jednostek tektonicznych	140
Jednostka Międzygórze	140
Jednostka Starego Miasta	143
Jednostka Śnieżnika	146
Próba interpretacji tektonicznej jednostki Śnieżnika i jej stosunku do strefy Bielicy i Kletna	149
Uskoki i nasunięcia	151
Rozwój budowy geologicznej	154
Zakończenie	159
Literatura	160
Summary	162

Streszczenie

Obszar górnego dorzecza Białej Łądeckiej obejmuje część Sudetów Wschodnich zbudowaną prawie wyłącznie z prekambryjskich skał metamorficznych. Nowym ogniwem stratygraficznym, nieznanym dotychczas na omawianym obszarze, są odkryte przez autora niezmetamorfizowane zlepięce z Kletna. Wiek zlepięńców autor określa jako górny dewon lub dolny karbon.

Wydzielono trzy jednostki tektoniczne wyższego

rzędu: jednostkę Międzygórze, jednostkę Starego Miasta, jednostkę Śnieżnika. Jednostkę Śnieżnika zinterpretował autor odmiennie od dotychczasowych poglądów, uznając ją za jednostkę wyższego rzędu o charakterze synklinorialnym. Wśród argumentów uzasadniających tę koncepcję ważną rolę odgrywają wstępne wyniki badań nad mikrotektoniką i wydzielona dzięki nim elewacja Międzygórze — Velke Vrbeno.

WSTĘP

Górne dorzecze Białej Łądeckiej obejmuje środkową i wschodnią część regionu Łącka — Śnieżnika. Region ten zajmuje obszar zawarty

między rowem górnej Nysy na zachodzie, a nasunięciem ramzowskim na wschodzie. Od północnego zachodu ogranicza go intruzja kłodzko-

złotostocka, a od południa uskok buszyński, który przebiega już po stronie czeskiej.

Omawiany region jest zbudowany głównie z prekambryjskich skał metamorficznych, wykształconych w amfibolitowej facji mineralnej (tabl. I). Skały reprezentowane są przez kompleks łupków łyszczykowych i paragnejsów oraz kompleks migmatytów i granitognejsów. Łupkom łyszczykowym i paragnejsom towarzyszą jasne kwarcyty, kwarcyty grafitowe, marmury, amfibolity i erlany, gnejsom natomiast granulity i eklogity.

Znacznie mniejsze znaczenie i zasięg mają późniejsze granitoidy, znane w literaturze jako tonality. Występują one we wschodniej części regionu.

Paleozoiczne skały osadowe zjawiają się jedynie w formie zlepieńców w okolicy Kletna.

Obszar górnego dorzecza Białej Łądeckiej położony jest na południe i południowy wschód od Stronia Śląskiego i ciągnie się wzdłuż granicy państwa. Na obszarze tym znajdują się osiedla: Janowa Góra, Kletno, Kamienica, Nowa Morawa i Bielice. Na zbadanym przez autora obszarze (75 km²) występują trzy jednostki geograficzne — grupa Śnieżnika, Góry Białskie i Góry Złote.

Charakterystyczną cechą rzeźby omawianego terenu są spłaszczone i kopulaste grzbiety górskie oraz głęboko wcięte doliny o stromych, często wypukłych zboczach. Zachodnia część terenu po przełęcz Płoszczyna (800 m n. p. m.) i dolinę Morawy wchodzi w obręb grupy Śnieżnika. Główną kulminację tych gór stanowi kopulasty szczyt Śnieżnika (1424,5 m n. p. m.), od którego ku północy odbiega grzbiet ze szczytami Stroma (1166,8 m n. p. m.) i Młyńsko (990,6 m n. p. m.). Drugi niższy grzbiet odgałęzia się od Śnieżnika w kierunku północno-wschodnim, obejmując kulminację Rykowiska (948 m n. p. m.).

Środkową część terenu zajmują Góry Białskie, ograniczone doliną górnego biegu Białej Łądeckiej oraz doliną jej lewobrzeźnego dopływu Morawy. Góry te o średniej wysokości około 1000 m n. p. m. stanowią zwarty masyw pomiędzy górami Śnieżnymi i Złotymi. Najwyższe wzniesienia omawianego terenu to: Postawna (1118,0 m n. p. m.), Brusek (1114,8 m n. p. m.), Rudawiec (1106,0 m n. p. m.) i Orlik (1068,0 m n. p. m.). Pozostałe liczne szczyty osiągają wysokość od 900 do około 1050 m n. p. m.

Góry Złote reprezentowane są na omawianym terenie przez grzbiet górski stanowiący wschodnie zbocze doliny Białej Łądeckiej. Kulminacje tego grzbietu stanowią m. in.: Kowadło (987,6 m n. p. m.), Czartowiec (944,4 m n. p. m.) oraz wzniesiony ponad 1100 m n. p. m. Smrek,

leżący przy granicy państwa po stronie Czechosłowacji.

Wody na tym terenie spływają przeważnie z południa na północ. Środkową i zachodnią część terenu odwadnia Morawa z lewobrzeźnym dopływem Kamienicą, część wschodnią Biała Łądecka, do której wpada Morawa w okolicy Stronia Śląskiego. Tak więc badany teren leży w dorzeczu Białej Łądeckiej, prawobrzeźnego dopływu Nysy Kłodzkiej. Przebieg granicy państwa pokrywa się z działem wód między zlewiskiem Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego.

Poglądy dotyczące budowy geologicznej regionu Łądko — Śnieżnika są często rozbieżne. Wiek serii łupków łyszczykowych i paragnejsów jest określany przez rozmaitych autorów w przedziale archaik — sylur, a gnejsów w przedziale prekambry — kaledonik. Niejednolite są również poglądy na genezę gnejsów oraz na wiek i styl fałdowań. Różny wiek przypisywano też intruzjom granitoidów (tonalitów). Większość badaczy wiąże je z orogenezą waryscyjską część zaś z orogenezą kaledońską.

Historia badań dotyczących regionu Łądko — Śnieżnika zapoczątkowana została na przełomie XVIII i XIX w.

Prace z lat 1800 — 1850 mają już dziś tylko znaczenie historyczne. Z opracowań, które ukazały się w latach 1850—1900, wymienić należy mapę geologiczną w skali 1 : 100 000 arkusz Kłodzko, zredagowaną przez J. Rotha w 1867 r. Na mapie tej w regionie Łądko — Śnieżnika wydzielono gnejsy, łupki oraz wapienie. Prace geologiczno-petrograficzne w tym okresie publikowali głównie: M. Lipold (1860), Q. Stache (1860), J. Guckler (1897), C. von John (1897), F. Kretschmer (1897). Opracowania wyżej wymienionych autorów dotyczą przeważnie zagadnień petrograficznych wschodniej części regionu Łądko — Śnieżnika, wydzielanej od czasu publikacji E. Bederkego (1929) pod nazwą strefy Starego Miasta.

Kolejny etap badań rozpoczyna w 1900 r. A. Lepla. Publikuje on barwną mapę geologiczną w skali 1 : 50 000 wraz z objaśnieniami. Mapa ta obejmuje region Łądko — Śnieżnika, Góry Bystrzyckie oraz południową część Kotliny Kłodzkiej. Główną uwagę autor ten poświęca formacjom osadowym i zagadnieniom hydrogeologicznym, skały krystaliczne natomiast traktuje pobieżnie.

Z kolei wymienić należy prace F. Kretschmera (1917), F. E. Suessa (1912), E. Bederkego (1929) oraz L. Kölbla (1930). Praca F. Kretschmera ma charakter wybitnie opisowy i dotyczy strefy skał metamorficznych wraz ze skałami magmowymi, określonymi później jako tonality, obszaru leżącego bezpośrednio na zachód od nasunięcia ramzowskiego.

Pierwszą wartościową mapę geologiczną w skali 1 : 75 000 wraz z objaśnieniami publikują L. Finckh i G. Götzinger (1931). Obejmuje ona tylko północną część omawianego obszaru. Warto wspomnieć, że na mapie tej wszystkie typy łupków łyszczkowych i paragnejsów oznaczono jednakowymi symbolami; dopiero G. Fischer w 1936 r. (a) rozdzielił je na serię strońską i serię Młynowca.

Praca G. Fischera oraz praca E. Bederkego (1943) stanowiły do niedawna podstawowe opracowania regionu Łądka — Śnieżnika. Zgodnie z opinią tych autorów, najstarszą formacją jest seria Młynowca, składająca się z paragnejsów i łupków łyszczkowych wieku wczesnoprekambryjskiego. Seria ta wskutek intruzji magmy granitowej została przeobrażona prawie w całości w kompleks gnejsów migmatycznych nazwanych przez G. Fischera gnejsami gierałtowskimi. Na kompleksie starszym w algonku i kambrze osadziła się niezgodnie seria osadowa, która dziś wykształcona jest w postaci łupków łyszczkowych i paragnejsów z wkładkami wapieni, kwarcytów, amfibolitów i kwarcytów grafitowych. Jest to kompleks młodszy, który G. Fischer nazwał serią strońską (*Seitenberger Schiefer*). G. Fischer przyjmuje, że wzdłuż granicy obu kompleksów w orogenezie kaledońskiej wdarła się intruzja magmy granitowej, z której w wyniku metamorfizmu dynamicznego powstały gnejsy Śnieżnika. Przyjęty przez G. Fischera schemat stratygraficzny stanowi z kolei punkt wyjścia do interpretacji tektonicznej. Zgodnie z założeniem przyjmuje on, że łupki łyszczkowe serii strońskiej występują w synklinach, natomiast seria Młynowca oraz gnejsy gierałtowskie pojawiają się w antyklinach.

Uzasadnienia przyjętego przez G. Fischera wieku serii strońskiej podjął się E. F. Vangorov. W 1943 r. opublikował on wyniki prac, których celem było ustalenie następstwa warstw w serii łupków łyszczkowych oraz wyznaczenie granicy pomiędzy algonkiem i kambrem. Przedstawiony przez niego profil budzi szereg zastrzeżeń. Dotyczy to zarówno podziału serii na część dolną — algonk i górną — kambr, jak również podanego następstwa warstw.

Jedną z najnowszych prac geologów niemieckich jest praca E. Bederkego z 1956 r., w której porusza on zagadnienie wieku niektórych serii skalnych. Występującą w regionie Łądka — Śnieżnika serię łupkowo-paragnejsową zalicza w całości do algonku.

W okresie powojennym dokładne badania geologiczne zapoczątkowane zostały w 1954 r. przez prof. H. Teisseyre'a i jego współpracowników z Uniwersytetu Wrocławskiego i Instytutu Geologicznego. W tym samym czasie roz-

poczęte zostały również szczegółowe studia petrograficzne prowadzone przez grupę pracowników Uniwersytetu Warszawskiego i Polskiej Akademii Nauk, pod kierownictwem prof. K. Smulikowskiego. W wyniku tych badań stwierdzono szereg niezgodności z koncepcjami geologów niemieckich. W latach 1957—1960 (Teisseyre 1957, Smulikowski 1957, 1958, 1960, Oberc 1957, 1958) stwierdzono brak podstaw do wydzielania serii Młynowca i serii strońskiej i zaproponowano połączenie ich w jedną późnoprekambryjską serię suprakrystalną.

Tektonikę masywu Międzygórze przedstawia H. Teisseyre w pracy z 1957 r. (b). Jako pierwszy z badaczy tego regionu przeprowadza on interpretację tektoniczną z uwzględnieniem mikrotektoniki. Zarys ewolucji tektonicznej regionu Łądka — Śnieżnika H. Teisseyre podaje w pracy z 1957 r. (a). Podkreśla w niej, podobnie jak i w pracach poprzednich (1956), poligenetyczność form tektonicznych omawianego regionu.

Koncepcję budowy geologicznej metamorfiku okolic Stronia Śląskiego J. Oberc przedstawia w 1957 r. (a), a zagadnienie tektoniki południowo-wschodniej części regionu w pracy z 1958 r. (a). Ponadto J. Oberc wypowiada się na temat wieku fałdowań (1957 b) i wysuwa pewne zagadnienia dotyczące regionu Łądka — Śnieżnika, jak np. stosunek Gór Bystrzyckich i Orlickich do jednostek metamorfiku Śnieżnika (1960).

Opracowanie pod tytułem „Góry Złote i Krowiarki jako struktury metamorfiku Śnieżnika” przedstawił J. Don (1961) jako pracę doktorską. Daje on interpretację tektoniczną oraz oryginalną koncepcję podziału stratygraficznego utworów występujących na tym obszarze.

Wśród licznych opracowań dotyczących regionu Łądka — Śnieżnika duże znaczenie mają prace petrograficzne K. Smulikowskiego (1957, 1958, 1960 a, c) i W. Smulikowskiego (1958, 1959 a, 1959 b). W przeciwieństwie do poglądów geologów niemieckich, autorzy ci stwierdzają, że kompleks łupków łyszczkowych (seria strońska), gnejsy gierałtowskie oraz granitognejsy śnieżnickie są genetycznie ze sobą połączone poprzez skomplikowany łańcuch transformacji metasomatycznych, ujawniających się w procesach feldspatyżacji. Feldspatyżacja ta odbywała się w kilku etapach, przy czym dwie główne fazy są powszechnie obecne.

Faza pierwsza charakteryzuje się powstaniem kwaśnych plagioklazów, druga zaś, późniejsza, pojawianiem się mikroklinu, który wzrastał kosztem plagioklazów. Tam gdzie feldspatyżacja potasowa była słaba lub nie zaznaczyła się wcale, zachowała się seria strońska. Silna feldspatyżacja mikroklinowa, dokonująca się wzdłuż niektórych lamin łupkowych lub intergranularnie w postaci drobnokrystalicznej, dostarczyła

migmatytów i granitognejsów typu gierałtowskiego. Ławice ogarnięte procesami pegmatytyzacji mikroklinowej przekształciły się w gruboziarniste gnejsy śnieżnickie, w których ślady ich osadowego pochodzenia zostały całkowicie lub niemal całkowicie zatarte.

Zdaniem K. Smulikowskiego (1960 a) gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie nie różnią się genetycznie, gdyż jedno i drugie są produktem metasomatycznej granityzacji starszych paraserii. Oba typy gnejsów w myśl poglądów K. Smulikowskiego są tego samego wieku, reprezentują jedynie różne odmiany teksturalne charakteryzujące się innym sposobem feldspatyizacji mikroklinowej. Wśród dowodów uzasadniających powyższe twierdzenia K. Smulikowski wymienia współwystępowanie i stopniowe przejścia pomiędzy obu typami gnejsów, podobieństwo faz rozwojowych składu i sukcesji mineralnych oraz podobny chemizm.

Pracę dotyczącą „tonalitów” źródeł Białej Łądeckiej publikuje B. Wierzchołowski (1958). Badania jego wykazały, że na tym obszarze występuje seria skał plutonicznych o bardzo zróżnicowanym charakterze petrograficznym. Zróżnicowanie serii ma głównie naturę kontaminacyjną. B. Wierzchołowski opracował również występujące w okolicy Bielic skały ultrafemiczne (1960). O tak zwanych tonalitych mówi również K. Smulikowski (1958). „Tonality” bialskie obok „sjenitów” Niemczy i intruzji kłodzko-złotostockiej stanowią, według K. Smulikowskiego, przykłady granitoidów mieszanych.

Skały wapienno-krzemianowe w masywie Śnieżnika były tematem badań J. Teisseyre'a (1959). Praca jego jest pierwszym petrograficznym opracowaniem tych skał. Proponuje on, by spotykaną w literaturze nazwę skarny zastąpić nazwą erlany. J. Teisseyre ustalił wzajemne powinowactwo skał wapienno-krzemianowych, powiązanie tych skał z resztą serii strońskiej oraz kolejność procesów przeobrażających te skały.

Interesująca i dość bogata jest literatura czeska, która omawia tereny położone na południe i wschód. Należy tu przede wszystkim

zacytować P. Květoňa, Z. Misařa, F. Pauka, J. Skácela i K. Zapletala. Prace publikowane przez tych autorów mają przeważnie charakter przeglądowy. Prace szczegółowe oraz zdjęcia geologiczne obszarów przygranicznych po stronie czeskiej wykonali J. Skácel i P. Květoň.

Autor rozpoczął badania w 1955 r. Obszar badany nie miał wówczas szczegółowego zdjęcia geologicznego, dlatego też głównym zadaniem było sporządzenie mapy geologicznej. Tymczasem ukazało się szereg opracowań petrograficznych, co znacznie ułatwiło prace kartograficzne. Opisy petrograficzne oraz wypływające z nich wnioski przedstawione zostały syntetycznie w oparciu o wyżej wymienione prace. Większą uwagę poświęcono powiązaniom przestrzennym odmian skalnych różniących się litologicznie. Najszerzej ujęto interpretację elementów tektonicznych, którą przeprowadzono na podstawie wykonanej mapy geologicznej uzupełnionej mapami tektonicznymi i przekrojami. Wyniki wstępnych obserwacji były publikowane w Przewodniku do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej w 1957 r. oraz w materiałach do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu w 1958 r.

Praca niniejsza została wykonana z inicjatywy i pod kierunkiem prof. dr Henryka Teisseyre'a w ramach tematyki naukowej Pracowni Sudeckiej Zakładu Nauk Geologicznych PAN we Wrocławiu.

Panu prof. dr Henrykowi Teisseyre'owi wyrażam moją gorącą wdzięczność za wprowadzenie mnie w problematykę geologiczną regionu, cenne dyskusje, duży trud włożony w przeczytanie manuskryptu oraz za wysunięcie krytycznych uwag, które zostały uwzględnione w ostatecznej redakcji. Niech mi będzie wolno podziękować również serdecznie Panu prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu za liczne dyskusje w terenie, wyjaśnienie różnych zagadnień natury petrologicznej oraz za żywe zainteresowanie moją pracą. Chciałbym także podziękować Panu prof. dr Józefowi Obercowi za liczne wspólne wycieczki terenowe i przedyskutowanie wielu problemów związanych z interesującą mnie tematyką.

LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY OPIS SERII SKALNYCH

Górne dorzecze Białej Łądeckiej zbudowane jest głównie ze skał metamorficznych wieku prekambryjskiego. Skały metamorficzne reprezentowane tu są przez suprakrustalną serię łupkowo-paragnejsową oraz gnejsy o składzie granitu. Seria łupkowo-paragnejsowa stanowi zasadnicze tło dla współwystępujących w postaci soczewek lub warstw kwarcytów, marmurów, erlanów, amfibolitów, kwarcytów i łup-

ków grafitowych. Drugi podstawowy kompleks skalny serii metamorficznej tworzą zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie gnejsy.

Młodsze ogniwo stratygraficzne reprezentowane jest przez skały magmowe cyklu waryscyjskiego, wykształcone w formie granitoidów (tonality) oraz w postaci skał żyłowych typu lamprofirów.

Skały osadowe postmetamorficzne nie odgrywają większej roli. Należą do nich zlepieniec odsonięty w wyrobiskach górniczych w okolicy Kletna. Zlepiencom tym autor przypisuje wiek górnodewoński lub dolnokarboński.

Osady czwartorzędowe są słabo wykształcone, ich rozprzestrzenienie jest niewielkie. Należą one do plejstocenu i holocenu, a składają się ze żwirów tarasów akumulacyjnych, napływów w łozyskach potoków, stożków napływowych i usypiskowych, glin zboczowych i blokowisk (tabl. I).

SKAŁY METAMORFICZNE

Kompleks łupkowo-paragnejsowy

Skały serii suprakrustalnej wykazują pod względem litologicznym i petrograficznym bardzo duże zróżnicowanie. Jest to wynikiem zarówno pierwotnego zróżnicowania litofacjalnego jak i procesów metamorfizmu, któremu ta seria podlegała. Zbudowana jest ona ze skał metamorficznych wykształconych przeważnie w amfibolitowej facji mineralnej. W serii tej dominują łupki łyszczykowe i paragnejsy, zawierające wkładki amfibolitów, wapieni, erlanów, kwarcytów oraz łupków kwarcytowo-grafitowych i grafitowych, które tworzą soczewki i warstwy łączące się często stopniowymi przejściami z przyległymi łupkami łyszczykowymi.

Rozpowszechnienie utworów towarzyszących łupkom łyszczykowym i paragnejsom nie jest równomierne. W niektórych miejscach łupki i paragnejsy stanowią tylko tło licznych wtrąceń skał odmiennych, gdzie indziej natomiast omawiana seria jest wykształcona monotonicznie, prawie wyłącznie w postaci łupków łyszczykowych i paragnejsów. Seria suprakrustalna występuje we wszystkich częściach omawianego obszaru, tworząc kilka stref oddzielonych gnejsami. Można wyróżnić pięć zasadniczych stref łupkowo-paragnejsowych:

- łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna,
- łupki łyszczykowe i paragnejsy synkliny Kamienicy,
- łupki łyszczykowe i paragnejsy antykliny Bolesławowa i synkliny Pustosza — Siekierzy,
- łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Bielicy,
- łupki łyszczykowe i paragnejsy synklinorium Stronia.

Rozprzestrzenienie oraz ogólna charakterystyka wyżej wspomnianych stref przedstawia się następująco.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna występują na dość znacznym obszarze ciągnącym się z południa na północ. Obejmuje on zachodnie zbocze Śnieżnika i Stromej oraz do-

liny potoków Kleśnica i Janówek. Suprakrustalna seria strefy Kletna charakteryzuje się dość dużą ilością odmian litologicznych towarzyszących łupkom łyszczykowym i paragnejsom. Rozprzestrzenienie tych odmian jest jednak nierównomierne. Wapienie i erlany grupują się we wschodniej części omawianej strefy, kwarcyty jasne wzdłuż zachodniej i wschodniej granicy, kwarcyty grafitowe natomiast rozsiane są w postaci cienkich przeławieci na całym obszarze. Cechą charakterystyczną omawianej strefy jest rzadkość występowania amfibolitów.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy synkliny Kamienicy występują w formie wąskiej strefy w dolinie potoku Kamienica oraz na zboczach góry Młyńsko. Paragnejsy dominują zdecydowanie nad łupkami łyszczykowymi. Dość bogato reprezentowane są erlany i wapienie. Podobnie jak w strefie Kletna, stwierdzono tu tylko jedno bardzo małe wystąpienie amfibolitów, natomiast brak jest zupełnie kwarcytów jasnych i grafitowych.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy antykliny Bolesławowa i synkliny Pustosza — Siekierzy stanowią szereg, najczęściej równoległych do siebie, pasm od kilku do kilkuset metrów miąższości. Występują one w obrębie dużych mas gnejsowych, tworząc łącznie strefę ciągnącą się od okolic Bolesławowa po granicę państwa na wschód od Nowego Gierałtowa. W strefie tej dominują zdecydowanie paragnejsy. Wapienie, erlany, amfibolity, kwarcyty jasne i grafitowe spotyka się również, lecz tylko sporadycznie. G. Fischer (1936) wydzielił omawianą serię łupkowo-paragnejsową pod nazwą serii Młynowca i zaliczył ją do kompleksu starszego. Podstawą wyodrębnienia tej serii był rzekomy brak wkładek amfibolitów, kwarcytów, erlanów i wapieni oraz łupków i kwarcytów grafitowych tak charakterystycznych dla serii strońskiej, która według G. Fischera była serią młodszą.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Bielicy obejmują wschodnią część terenu oraz obszary położone na wschód od Nowej Morawy. Towarzyszące łupkom łyszczykowym i paragnejsom skały są równie często spotykane jak w strefie Kletna. Odmiennie jednak przedstawia się wzajemny stosunek ilościowy poszczególnych odmian skalnych. Strefa Bielicy charakteryzuje się głównie tym, że pojawiają się w niej największe w regionie Łądka — Śnieżnika masy amfibolitów. Dosyć pospolite są tu kwarcyty jasne i grafitowe. Wapienie i erlany stanowią jedynie wystąpienia podrzędne.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy synklinorium Stronia występują na południe i zachód od Stronia Śląskiego. Badania autora objęły tylko południową część tego obszaru w okoli-

cach położonych na północ od góry Młyńsko. Występującym tu łupkom łyszczykowym i paragnejsom towarzyszą tylko kwarcyty jasne i grafitowe. Na pozostałym obszarze bogato reprezentowane są również wapienie występujące najliczniej w okolicach Stronia i Krowiarek. Podrzędnie reprezentowane są amfibolity. Na podkreślenie zasługuje brak typowych erlanów.

Wyżej podana charakterystyka różnych obszarów zbudowanych z serii suprakrustalnej wykazuje, że seria ta jest zróżnicowana facjalnie. Dotyczy to głównie ilościowego stosunku poszczególnych odmian skalnych, którym nie sposób nadać znaczenie poziomów stratygraficznych, jak to próbował zrobić E. F. Vangorov (1943). Wszystkie występujące na omawianym obszarze łupki łyszczykowe i paragnejsy wraz z pozostałymi typami skalnymi stanowią jedną serię suprakrustalną wieku prekambryjskiego, co zostało udowodnione w pracach K. Smulikowskiego (1957, 1960 a) i J. Oberca (1957 a, 1958 a).

Łupki łyszczykowe i paragnejsy. Łupki łyszczykowe i paragnejsy stanowią podstawowe tło litologiczne serii suprakrustalnej. Stopniowe przejścia pomiędzy tymi skałami uniemożliwiają rozdzielenie ich na mapie geologicznej. W związku z powszechnym występowaniem skaleni, typowe łupki łyszczykowe zupełnie pozbawione skaleni są dość rzadko spotykane. Stanowią one najczęściej cienkie przeławiczenia w warstwach słabiej lub silnie sfeldspatyzowanych.

Do łupków łyszczykowych należą skały o wyrażonej laminacji i foliacji, barwie jasno- i ciemnoszarej, wykazujące najczęściej oddzielność liściastą. Zasadniczymi minerałami są łyszczyki oraz kwarc. Mineraleom tym towarzyszy często granat, w mniejszych ilościach spotyka się staurolit, chloryt, turmalin, plagioklasy, rzadko sylimanit.

Stosunek ilościowy wyżej wymienionych minerałów waha się w szerokich granicach. Łupki łyszczykowe zawierają najczęściej zarówno biotyt, jak i muskowitz, lecz często spotyka się odmiany, w których dominuje jeden z tych łyszczyków. Granaty występują w większości łupków łyszczykowych. Najczęściej widoczne są one dopiero pod mikroskopem, lokalnie jednak osiągają wymiary megaskopowe o średnicy 2—3 mm. W granatach obserwuje się pospolicie drobne wrostki układające się w formie litery S (struktury helicytowe), wskazujące na parakinematyczny wzrost kryształów, na co zwrócił uwagę K. Smulikowski (1952).

Skały najbogatsze w granaty o wymiarach megaskopowych obserwuje się w pasmie łupków łyszczykowych na wschodnim zboczu góry Młyńsko oraz w licznych skałkach grupujących się w dolinie Białej Łądeckiej (na północ od

Postawnej). Na południe od góry Solec obserwować można łupki łyszczykowe zawierające liczne granaty do 12 mm średnicy.

Na południowym odcinku doliny Białej Łądeckiej stwierdzono łupki łyszczykowe z dużymi granatami, zawierające również staurolit. Staurolit ma przeważnie rozmiary mikroskopowe i tylko lokalnie wzrasta do kilku milimetrów średnicy. Jest on wykształcony w postaci automorficznych, często krzyżowo zbliźniaczo-nych kryształów, poprzerastanych zwykle kwarcem. W omawianych skałach spotyka się też turmalin.

Najbardziej niestałym pod względem ilościowym składnikiem mineralnym są skaleni. Feldspatyzacja łupków łyszczykowych jest zjawiskiem bardzo rozpowszechnionym na całym terenie. Polega ona najczęściej na wtórnym wzroście plagioklazów (albit, oligoklaz) rzadziej skaleni potasowego (mikroklin). Nie można wyłączyć obecności plagioklazów detrytycznych w pierwotnych osadach mułkowo-piaszczystych (szarogłazowych), lecz rozróżnienie ich od starszej generacji powstałej wtórnie jest z góry skazane na niepowodzenie wobec zjawisk rekrystalizacji.

Feldspatyzacja plagioklazowa odbyła się według K. Smulikowskiego (1960 a) w dwu etapach. Pierwsza generacja składa się zasadniczo z kwaśnych oligoklazów (11—20% An), przechodzących miejscami w albit (5—10% An). Druga generacja jest czysto albitowa (0—5% An). Stosunek ilościowy plagioklazów obu generacji jest bardzo zmienny, często przewagę stanowią plagioklasy generacji starszej, czasami natomiast przeważa generacja młodsza — albitowa.

Późniejszą fazą feldspatyzacji o charakterze również regionalnym jest feldspatyzacja mikroklinowa. Powstałe w tej fazie mikrokliny wyraźnie ustępują pod względem ilościowym plagioklazom, a bardzo często brak jest ich zupełnie (K. Smulikowski 1960 a). Wielkość kryształów skaleniowych może wzrastać od wymiarów mikroskopowych do kilku lub kilkunastu milimetrów średnicy.

Przejście między łupkami łyszczykowymi i paragnejsami wskutek feldspatyzacji jest stopniowe i trudno postawić granicę pomiędzy tymi utworami. Pośrednią odmianę określić można nazwą sfeldspatyzowanych łupków łyszczykowych. Mają one znaczną ilość skaleni, zachowały jednak wyraźną laminację i foliację w przeciwieństwie do zwartych lub wykazujących oddzielność płytową paragnejsów.

Sfeldspatyzowane łupki łyszczykowe stanowią jedną z głównych odmian serii łupkowej. Klasyczny ich przykład stanowią łupki występujące na wschodnim zboczu góry Młyńsko. Są

to skały wybitnie biotytowe, delikatnie laminowane. Zawarte w nich plagioklasy tworzą oddzielne blasty lub zespoły blastów o średnicy 2—3 mm. Wyjątkowo spotyka się skalenie większe dochodzące do średnicy ponad 10 mm. Jasne skalenie odcinają się od ciemnego tła, nadając skale charakterystyczny plamisty wygląd. Podobnie wykształcone skały spotyka się również w odsłonięciach przy drodze biegnącej grzbietem górskim między Rykowiskiem a Zawadą.

Inną odmianę sfeldspatyzowanych łupków łyszczykowych spotyka się w strefach paragnejsowo-łupkowych w okolicach położonych na południe od Bolesławowa i na zachód od Bielic. Łupki tych okolic różnią się od wyżej opisanych tym, że skalenie tworzą znacznie drobniejsze, dość równomiernie rozproszone ziarna, często trudne do rozpoznania gołym okiem. Przy znacznej zawartości skaleni barwa skał jest jednak jaśniejsza. W okolicach źródlisk Białej Łądeckiej sfeldspatyzowane łupki łyszczykowe licznie występują w pasmie przebiegającym na południowy wschód od granitoidów i amfibolitów iniekowanych. Skały te obserwować można w licznych odsłonięciach przy drodze w dolinie Białej Łądeckiej. Pod mikroskopem widoczny jest kwarc, plagioklasy zbliżone według prawa albitowego lub peryklinowego oraz mikroklin, który występuje w ilościach znacznie mniejszych i jest lepiej zachowany. Biotyt oraz podrzędnie występujący muskowitz podkreśla zawsze kierunkową teksturę skały. Granat występuje najczęściej w postaci dużych automorficznych kryształów. Cechą charakterystyczną omawianych skał jest dość duża zawartość sylimanitu. Sporadycznie stwierdzono niewielkie ilości chlorytu i tlenków żelaza.

Dominiujące wyraźnie nad łupkami łyszczykowymi paragnejsy są to skały ciemnoszare lub szare o oddzielności płytowej, które w miarę wzrostu ilości skaleni stają się jaśniejsze, tracą laminację i uzyskują strukturę ziarnistą. Biotyt rozplywa się w masie skaleniowo-kwarcowej, nie tworzy ciągłych lamin, nadaje jednak skale słabo widoczną teksturę kierunkową. Skały te, bardziej od łupków łyszczykowych odporne na wietrzenie, tworzą większość naturalnych odsłonieć serii łupkowo-paragnejsowych. Skład mineralny paragnejsów zbliżony jest do składu wyżej opisanych łupków, z tym że zwiększa się zasadniczo ilość skaleni.

Łupki kwarcytowe. Największe wystąpienia łupków kwarcytowych obserwować można w południowo-wschodniej części terenu wzdłuż granicy państwa. Występują one w partiach szczytowych wzniesień Smrek, Brusek, Postawna i Pałasz, tworząc regularne pasmo o przebiegu SW—NE. W obrębie łupków kwarcytowych spotyka się cienkie wkładki łupków

łyszczykowych, charakteryzujących się bardzo regularną i gęstą foliacją, oraz ławice kwarcytów jasnych i kwarcytów grafitowych. Łupki kwarcytowe od łupków łyszczykowych różnią się tylko większą zawartością kwarcu, przez co uzyskują płytową oddzielność i mniej wyraźną foliację. Makroskopowo w składzie mineralnym można wyróżnić kwarc, biotyt oraz muskowitz lub serycyt. Część omawianych łupków kwarcytowych ma barwę ciemnoszarą, związaną z pigmentem grafitowym. Łupki kwarcytowe stanowią ogniwo przejściowe pomiędzy występującymi tu kwarcytami a łupkami łyszczykowymi.

Kwarcyty. Jasne kwarcyty obserwować można w licznych naturalnych odsłonięciach w różnych częściach omawianego terenu. Największe wystąpienia tych skał znajdują się na północno-wschodnich zboczach wzniesienia Rudka, na granicy łupków łyszczykowych i paragnejsów synklinorium Stronia oraz gnejsów jednostki Śnieżnika. Poza tym dwa pasma kwarcytów występują we wschodniej części strefy łupków i paragnejsów Kletna, na zachodnich zboczach Śnieżnika i Stromej. Są to skały drobnoziarniste, o barwie szarobiałej, łupiące się płytowo. Obok kwarcu występują skalenie oraz łyszczyk jasny. Zawartość skaleni i łyszczyków w kwarcytach zmienia się w szerokich granicach.

Kwarc tworzy najczęściej kierunkowo ułożone ziarna o falistym wygaszaniu światła. Łupkową teksturę podkreśla ponadto kierunkowe ułożenie długich blaszek serycytu. Wśród skaleni obok plagioklazu spotyka się również mikroklin. W miarę zbliżania się do kontaktu z gnejsami ilość łyszczyków i skaleni wzrasta do tego stopnia, że kwarcyty przechodzą stopniowo w gnejsy kwarcytowe.

Drugą okolicą stosunkowo obfitującą w kwarcyty jest obszar położony na wschód od Nowej Morawy. Kwarcyty występują tu w formie cienkich soczewek wzdłuż grzbietu góry Solec (967,7 m n. p. m.). Pod mikroskopem oprócz mozaiki kwarcowej, rzadko rozproszonego jasnego łyszczyku i drobnych pyłków tlenków żelaza, stwierdzić można plagioklasy oraz mikroklin. Skrajnie wzbogacone w skałę kwarcyty przechodzą w gnejsy, które upodabniają się zupełnie do niektórych odmian gnejsów gierałtowskich.

Nieco odmiennie wykształcone są kwarcyty w południowo-wschodniej części terenu, występujące wzdłuż szczytów Smrek, Brusek, Postawna i Pałasz. Najlepiej są one odsłonięte na górze Brusek, gdzie tworzą dużą skałkę oraz blokowisko. Obserwowana miąższość kwarcytów wynosi tu ponad 15 m. Są to skały drobnoziarniste, masywne, wyraźnie warstwo-

wane. Warstewki 2—20 mm białe, jasnopopielatoszare, ciemnoszare lub prawie czarne. Barwa związana jest z nierównomiernym rozmieszczeniem grafitu w masie kwarcowej. Poszczególne warstewki kontaktują ze sobą najczęściej nie ostro, a ich zabarwienie zmienia się stopniowo. Niektóre z nich bogatsze w grafit odcinają się od tła wyraźnie i są zaburzone, tworząc różne nieregularne drobne fałdki.

Jasne kwarcyty stanowiły dla E. V. Vangero i G. Fischera ważny poziom stratygraficzny i określane były jako kwarcyty podstawowe stanowiące spąg serii strońskiej. Z rozprzestrzenienia tych skał wynika jednak, że koncepcja ta była błędna. Stanowią one nie jeden, a najprawdopodobniej kilka poziomów w obrębie serii łupkowo-paragnejsowej.

Kwarcyty i łupki grafitowe. Kwarcyty i łupki grafitowe obserwować można tylko w postaci luźnych bloków w zwietrzelinie lub w odsłonięciach sztucznych. Są to skały matowoczarne, drobnokrystaliczne, o wyraźnej laminacji i płytowej oddzielności. Charakterystyczne dla nich są cienkie, często niezgodnie przebiegające żyłki mlecznego kwarcu, dochodzące do kilku milimetrów grubości. Miąższość ławic kwarcytów grafitowych nie przekracza kilku metrów. Najczęściej spotykane są one w łupkach łyszczkowych i paragnejsach strefy Kletna i synklinorium Stronia. W mniejszej ilości występują w strefie Bielic, bardzo rzadko natomiast spotyka się kwarcyty grafitowe w łupkach i paragnejsach antykliny Bolesławowa i synkliny Pustosza.

Kwarcyty i łupki grafitowe w strefie Kletna stwierdzono wielokrotnie. Tworzą one ławice o miąższości od kilkunastu centymetrów do około 3 m. Skały grafitowe zaobserwowane w wyrobiskach górniczych Kletna występują w płaszczyźnie istniejącego tu nasunięcia. Przeważnie jest to jednorodny, plastyczny ił grafitowy. Miąższość tych utworów dochodzi do kilku metrów. O plastyczności iłów może świadczyć fakt, że wciskają się one szczelinami w otaczające je skały na przestrzeni do 30 m.

Kwarcyty grafitowe w strefie Bielic występują głównie wzdłuż granicy łupków i paragnejsów oraz gnejsów gierałtowskich położonych dalej ku zachodowi. Drobne wystąpienia łupków i kwarcytów grafitowych stwierdzono również w okolicach szczytu oznaczonego kotą 1038 m n. p. m. (Góry Złote), na północno-wschodnim zboczu Rudawca oraz w okolicach Postawnej i Bruska. Wtrącenia kwarcytów grafitowych zaobserwowano ponadto w okolicach przełęczy Płoszczyzna, Płoski oraz na południe od Czartowca w obrębie łupków stanowiących wkładkę w gnejsach gierałtowskich. Występują więc one w skałach zaliczanych przez geologów niemieckich do kompleksu starszego, w których

nie były dotychczas znane. Po raz pierwszy zostały stwierdzone tam przez autora.

Marmury. Marmury tworzą w serii łupkowej soczewki i warstwy o miąższości wahającej się od kilku centymetrów do kilkuset metrów. Są one najczęściej drobno- lub średniokrystaliczne, przeważnie gruboławicowe. Dominują typy o kolorze białym, spotyka się jednak marmury o zabarwieniu zielonkawym, różowym lub popielatoszarym. Skały te tworzą miejscami warstwy przedzielone wkładkami lub smużkami łupków. Wśród marmurów spotyka się odmiany przejściowe do skał wapienno-krzemianowych, amfibolitów lub łupków.

Marmury obserwuje się we wszystkich wystąpieniach łupków i paragnejsów, z tym jednak że zróżnicowana jest bardzo wielkość skupień marmuru. Największe masy wapieni krystalicznych stwierdzono w zachodniej części strefy łupków i paragnejsów Kletna. Występują one w strefach jądrowych drugorzędnych antyklin. Wychodnie marmurów w dolinie Kleśnicy mają około 2 km długości i 400 m szerokości.

Najwięcej materiału obserwacyjnego dotyczącego marmurów oraz ich związku ze skałami otaczającymi zebrano jednak w wyrobiskach górniczych kopalni w Kletnie i Janowej Górze. W wyrobiskach tych obserwuje się bardzo wyraźne zazębienie się marmurów oraz łupków i paragnejsów. Stosunkowo ostro odgraniczone są od łupków wapienie krystaliczne, charakteryzujące się dużą miąższością. Maksymalna miąższość jednolitego wystąpienia stwierdzona na terenie kopalni nie przekracza 100 m. Nie jest to jednak liczba miarodajna dla określenia pierwotnej ich miąższości, ponieważ obserwuje się w nich intensywne wtórne fałdy oraz zjawiska dysharmonijnego fałdowania w stosunku do skał otaczających. Z interpretacji tektonicznej profilów sztolni wynika, że warstwy marmurów zostały w niektórych miejscach rozczłonkowane, a ich części poprzesuwały się względem siebie.

Ławice wapieni krystalicznych charakteryzujące się większą miąższością reprezentują z zasady odmiany białe, gruboławicowe, drobno- lub średnioziarniste. Nie obserwuje się wśród nich żadnych wkładek łupkowych ani nawet drobnych zanieczyszczeń. Potwierdzają to również badania mikroskopowe. Pod mikroskopem stwierdzono tylko drobno- lub średnioziarniste agregaty kalcytowe, bardzo nieliczne strzępki muskowitu oraz pojedyncze drobne czarne nieoznaczalne minerały.

W stropie marmurów na terenie kopalni występuje seria skalna zbudowana z przeławicających się nawzajem marmurów, erlanów oraz łupków łyszczkowych i paragnejsów. Pod względem ilościowym skały te występują

w jednakowych stosunkach. Łączna miąższość tej serii wynosi około 200 m. Ławice wapieni krystalicznych nie przekraczające kilku metrów miąższości łączą się z otaczającymi je skałami stopniowymi przejściami.

Znacznie mniejsze wtrącenia wapieni krystalicznych zanotowano w łupkach i paragnej-sach Bieliec. Dwa wystąpienia na południowych zboczach Czernicy i Płoski są identyczne petrograficznie oraz pod względem stosunku do skał otaczających. Są to marmury drobnoziarniste gruboławicowe. Graniczą one nieostro z amfibolitami, uzyskując w strefie kontaktowej ciemniejszą zielonkawą barwę.

Trzecie wystąpienia marmurów znajduje się na południowo-wschodnim zboczu Bielskiej Kopy. Stanowią one odmianę gruboziarnistą, cienko uławiconą, wyraźnie zsylikowaną. Wapienie krystaliczne tworzą jeden poziom, który uległ tektonicznemu rozczłonkowaniu.

Inne wtrącenia marmurów stwierdzono na wschód od wsi Nowa Morawa. Pierwsze z nich znajduje się na północnym zboczu góry Solec. Zaobserwowano je w zwietrzelinie, a z rozpręstrzenia bloków wynika, że stanowią cienką wkładkę. Reprezentują one odmianę grubokrystaliczną o barwie ciemnoszarej. Wystąpienie znajdujące się na granicy państwa na południe od góry Solec jest prawdopodobnie jeszcze mniejsze. Zarejestrowano je na podstawie nielicznych drobnych bloków. Marmury tu występujące są drobnokrystaliczne i mają zielonkawą zabarwienie. Wapień krystaliczny stwierdzono ponadto w dolinie Białej Łądeckiej na północ od szczytu Postawna. W tym miejscu występuje on w formie ławicy o miąższości 60 cm w obrębie serii paragnej-sowo-amfibolitowej. W wapieniu obserwuje się smugi i warstewki paraamfibolitu, przez co skała uzyskuje charakterystyczny pasiasty wygląd.

Z opisu powyższego wynika, że wapienie krystaliczne występujące w strefie łupków łyszczkowych i paragnej-sów Bieliec tworzą w większości wypadków małe soczewki lub cienkie ławice, w związku z czym należy przypuszczać, że tego rodzaju wystąpienia są w tej strefie znacznie częstsze. Trudno jednak skartować te wkładki i soczewki, których rozmiary są zbyt małe.

Wapienie krystaliczne występują również w łupkach łyszczkowych i paragnej-sach synkliny Kamienicy. Jedna z większych soczewek znajduje się na południowo-wschodnim zboczu góry Młyńsko. Dominują tu odmiany grubo- i średniokrystaliczne o barwie białej, miejscami zielonkawej lub różowej. Nie stanowią one jednolitej warstwy, lecz przeławicają się z paragnej-sami lub erlanami, podobnie jak w strefie łupków łyszczkowych Kletna. W odmianach różowoszarych oprócz kalcytu występuje bio-

tyt oraz nieliczny kwarc i plagioklasy. Zielone odmiany marmurów stanowiące przejścia do erlanów zawierają oprócz kwarcu i plagioklazów epidot i diopsyd.

Marmury spotyka się również w pasmie skałek przy drodze prowadzącej z Kamienicy w kierunku południowym (w pobliżu koty 737,7). Występują one w formie ławicy o miąższości około 15 m wśród erlanów i paragnej-sów.

Prawie zupełnie pozbawione marmurów są przeławiczenia łupków łyszczkowych i paragnej-sów występujące wśród gnejsów gierałowskich. Wapień krystaliczny stwierdzono tu tylko w jednym punkcie, przy drodze w Nowym Gierałowie. Występuje on w skałce zbudowanej z paragnej-sów oraz nietypowych skał erlanowo-amfibolitowych, tworząc małe nieregularne skupienia.

Erlany. Erlany, podobnie jak towarzyszące im często wapienie krystaliczne, występują w serii łupków i paragnej-sów w postaci cienkich przeławiczeń. Są to masywne twarde skały, najczęściej bardzo drobnoziarniste o zabarwieniu zielonkawym. Spotyka się jednak odmiany grubiej krystaliczne wyraźnie warstwowane. Rozpowszechnienie erlanów na badanym obszarze jest bardzo nierównomierne. Skupiają się one w okolicy Kletna, Janowej Góry oraz w dolinie Kamienicy.

W Kletnie i Janowej Górze poznano je głównie dzięki wyrobiskom górniczym. Występują tu one w formie ławic o miąższości nieprzekraczającej kilku metrów. Erlany pojawiają się wielokrotnie obok marmurów i paragnej-sów. Kontaktują z nimi wzdłuż ostrych granic lub łączą się stopniowymi przejściami. Miejscami w obrębie ławic zbudowanych z czystych wapieni krystalicznych erlany tworzą zupełnie izolowane soczewki i gniazda. Dowodzi to, że decydującym czynnikiem warunkującym powstanie erlanów — oprócz metamorfizmu regionalnego — był pierwotny chemizm osadów.

W okolicy Kamienicy największe odsłonięcie erlanów można obserwować w dużym nieczynnym łomie przy drodze prowadzącej z Kamienicy w kierunku południowym. Inne, większe wystąpienie erlanów znajduje się na południowo-wschodnim zboczu góry Młyńsko. Najbardziej charakterystyczne dla badanego obszaru są jednak liczne, drobne przeławiczenia, których obecność stwierdzono najczęściej na podstawie obserwacji zwietrzeliny.

Badania petrograficzne skał wapienno-krzemianowych występujących w okolicy Kamienicy, Kletna i Janowej Góry przeprowadził J. Teisseyre (1959). Wydzielił on trzy zasadnicze typy skalne.

Erlany epidotowe. Są to skały szarzielone, o strukturze afanitowej i teksturze bezkierun-

kowej. Składają się głównie z minerałów grupy epidotu (epidot, zoizyt, klinozoizyt, akcesorycznie allanit) oraz znacznej ilości diopsydu. Zawierają zmienne ilości skaleni i kwarcu. Niektóre odmiany bogate w łyszczyki, skalenie i kwarc stanowią przejście do paragnejsów.

Erlany hornblendowe. Skały o barwie zielonej do prawie czarnej, o strukturze afanitowej lub wyraźnie ziarnistej. Dają ciągły szereg przejść od erlanów nieznacznie wzbogaconych w amfibol aż do łupków hornblendowo-epidotowych. Odmiany silnie sfeldspatyzowane przechodzą w amfibolity i paragnejsy amfibolowe, których genetyczne pokrewieństwo z erlanami wyraża się jedynie udziałem minerałów epidotowych oraz diopsydu w skale.

Marmury oraz typy przejściowe pomiędzy erlanami a marmurami. Skały o zabarwieniu bardzo różnorodnym, białe, zielonkawe, różowe, czerwone lub nawet czarne. Kierunkowość wykazują tylko odmiany o drobnych przeławiczeniach erlanowych lub łupkowych. Obserwuje się odmiany przejściowe do erlanów epidotowych i amfibolowych oraz odmiany silnie wzbogacone w łyszczyk (flogopit) (J. Teisseyre 1959).

Zróznicowanie omawianych skał jest według J. Teisseyre'a wynikiem pierwotnego zróznicowania litologicznego oraz późniejszych procesów metasomatycznych.

Kolejnym obszarem, na którym stwierdzono drobne wystąpienia erlanów, jest obszar łupków łyszczykowych i paragnejsów Biellic. Erlany występujące na zboczu góry Rudawiec są wyraźnie warstwowane, zawierają dużo łyszczyku i przechodzą stopniowo w otaczające je paragnejsy. Erlany zaobserwowane w szczytowej części góry Brusinki i na jej północnych zboczach stanowią odmiany przejściowe do wapieni krystalicznych. Drobne wkładki erlanowe spotykane na południowych zboczach góry Skalna zawierają w swym składzie mineralnym skapolity (Ansilewski 1956). Pozostałe bardzo małe wtrącenia erlanów stwierdzono w okolicach źródeł Białej Łądeckiej i w okolicach Biellic.

Amfibolity i łupki amfibolowe. Zdecydowana większość amfibolitów i łupków amfibolowych grupuje się w południowo-wschodniej części terenu w okolicy źródeł Białej Łądeckiej. Tworzą one przeławiczenia w łupkach łyszczykowych i paragnejsach o miąższości od kilku centymetrów do około 100 m.

Typową odmianę wśród łupków amfibolowych stanowią skały bardzo drobnoziarniste o zabarwieniu zielonkawym, czarnozielonym, lub szarzielonym. Wyrażna laminacja tych skał określona jest często naprzemianległymi

warstewkami o ciemniejszym lub jaśniejszym zabarwieniu. Warstewki te różnią się zdaniami F. Szumlasa (1954) składem mineralnym. Zbudowane są z hornblendy, hornblendy z plagioklazem i kwarcem, hornblendy z epidotem i kwarcem, epidotu bądź diopsydu i kalcytu itp.

Łupki amfibolowe obserwować można w bardzo licznych odsłonięciach naturalnych wzdłuż doliny górnego biegu Białej Łądeckiej. Potok płynący doliną pomiędzy górami Brusek (1110,8 m n. p. m.) i Postawną (1118,0 m n. p. m.) odsłania prawie ciągły profil występujących tu skał. Są to typowo drobnoziarniste, warstwowane łupki amfibolowe, które w całym omawianym profilu wykazują jednolite wykształcenie.

Bezpośrednio na północny zachód od wspomnianych łupków amfibolowych równolegle przebiega pasmo skał zbudowane z łupków amfibolowych, łupków łyszczykowych i paragnejsów. Łupki amfibolowe tworzą bardzo liczne cienkie ławice, występujące na przemian z paragnejsami i łupkami łyszczykowymi. Omawiane skały wykazują dość regularny przebieg o kierunku SW—NE, zmienia się jednak szerokość ich wychodni, i waha się w granicach 100—500 m. Obserwować je można najlepiej wzdłuż górnego biegu Białej Łądeckiej w kierunku wschodnim od rozwidlenia dróg oznaczonego kotą 923,3 m n. p. m. W profilu tym widoczne jest naprzemianległe występowanie łupków łyszczykowych, paragnejsów i amfibolitów. Grubość poszczególnych ławic amfibolitów waha się w granicach od kilku centymetrów do kilku metrów, miąższość łupków łyszczykowych i paragnejsów dochodzi natomiast do kilkunastu metrów. Sytuacja ta spowodowała łączne wydzielenie wyżej wymienionych skał na mapie, podczas gdy na pozostałym terenie zostały one rozdzielone. Kilka mniejszych soczewek łupków amfibolowych stwierdzono w łupkach i paragnejsach sąsiadujących z wyżej wspomnianą strefą od północy. Z mapy geologicznej wynika, że reprezentują one jeden poziom (tabl. I).

Łupki amfibolowe występują również w łupkach i paragnejsach w okolicach Biellic, na północno-wschodnim zboczu wzgórza Kowadło, na południowym zboczu gór Płoska i Czernica oraz na północno-wschodnim zboczu Rudawca. Najlepiej odsłonięte są łupki amfibolowe na południowym zboczu Czernicy. Pojawiają się one w towarzystwie wapieni krystalicznych, z którymi wzajemnie się przeławicają.

Drobne wystąpienia amfibolitów istnieją również w okolicy przełęczy góry Skalna (923,7 m n. p. m.), na zachodnim zboczu Gierałtowskiej Kopy w dolinie Kobylnicy oraz na wschodnim zboczu Śnieżnika. Amfibolity

z przełęczy góry Skalna występują w cienkim pasmie łupków łyszczkowych i paragnejsów wśród gnejsów gieraltowskich. Amfibolity na zboczach Gieraltowskiej Kopy i Śnieżnika stwierdzono natomiast w gnejsach śnieżnickich.

Seria amfibolitów iniekowanych i gnejsów. Skały te występują w południowo-wschodniej części terenu, tworząc bezpośrednią osłonę granitoidów. W skład omawianego wydzielenia wchodzi bardzo różnorodnie wykształcone amfibolity oraz gnejsy. Skały te przeławicają się wzajemnie i powiązane są często stopniowymi przejściami oraz szeregiem pośrednich odmian skalnych. Uniemożliwiło to wydzielenie poszczególnych typów skalnych na mapie. Zróżnicowanie skał tej serii związane jest z pierwotnym zróżnicowaniem serii osadowej oraz z różnym stopniem i sposobem granityzacji, której ta seria uległa.

Zdecydowaną przewagę amfibolitów nad gnejsami obserwuje się wśród skał sąsiadujących z granitoidami od północnego zachodu. Pasma przebiegające na południowy wschód od granitoidów Gór Żółtych i Białskich (tonality) wykazuje znacznie szerszą wychodnię omawianego zespołu i charakteryzuje się przewagą gnejsów nad amfibolitami.

Amfibolity są to skały ciemnozielone lub zielonkawoszare, najczęściej drobno-, rzadziej średnio- lub gruboziarniste, wykazujące mniej lub bardziej wyraźną teksturę kierunkową. Spotyka się również odmiany smużyste, typowe dla obszarów źródeł Białej Łądeckiej. Wszystkie amfibolity impregnowane są w mniejszym lub większym stopniu materiałem leukokratycznym. Sposób wykształcenia agregatów skalenio-kwarcowych w amfibolitach może być dwojaki.

W jednym przypadku składniki leukokratyczne tworzą żyłki i warstewki o grubości 1—10 mm składające się z kwarcu, kwaśnych plagioklazów i mikroklinu, które są zgodne z foliacją i często wykazują intensywne pofałdowanie. Skała ma wówczas charakterystyczny pasiasty wygląd. Dotychczas warstewki skalenio-kwarcowe były interpretowane jako iniekcje związane z intruzją granitoidów, dlatego amfibolity te określano jako amfibolity iniekowane (Květoň 1951).

W drugim przypadku skalenie wykształcone są w formie samodzielnych dużych porfiroblastów lub tworzą agregaty o soczewkowatych kształtach. Amfibolity te uzyskują wygląd ziarnisty, a w miarę zwiększania się ilości jasnych składników upodobią się zupełnie do granitoidów.

Leukokratyczne warstewki, które amfibolitom nadają charakter arterytów, zdają się zawierać materiał heterogeniczny. Wiążą się one

prawdopodobnie z regionalną granityzacją, której według K. Smulikowskiego zawdzięczają swą genezę gnejsy regionu Łądka — Śnieżnika. Warstewkom tym towarzyszą, lub występują samodzielnie duże, świeże blasty plagioklazowe, które prawdopodobnie łączyć należy z granitoidami (tonalitami) omawianej strefy. Szczegółowe badania petrograficzne wykażą niewątpliwie, czy powyższe tłumaczenie jest słuszne.

Większość amfibolitów występujących w osłonie granitoidów pochodzi z przeobrażenia serii osadowej. Świadczą o tym występujące tu smużyste łupki amfibolowe oraz wtrącenia erlanów. Wśród amfibolitów znajdują się jednak również odmiany pochodzenia magmowego, za czym przemawia obecność wydzielonych w tej serii amfibolitów gabrowych.

Gnejsy występujące wspólnie z amfibolitami pod względem struktury i tekstury odpowiadają w większości gnejsom typu gieraltowskiego. Większa rozmaitość tych skał pod względem wyglądu i składu mineralnego jest najprawdopodobniej związana z bardziej zróżnicowanym materiałem pierwotnym, który uległ granityzacji. Oprócz odmian równo- i drobnoziarnistych, od jasno- do ciemnoszarzych, o teksturze kierunkowej, spotyka się odmiany wyraźnie warstwowane lub migmatyczne. Dość częste są gnejsy aplitowe, powiązane stopniowymi przejściami z kwarcytami. Znajdują się również odmiany drobno- i równoczkowe, perliste, oraz gnejsy amfibolowe. Żadna z wyżej wymienionych odmian nie tworzy zwartych grubych kompleksów, lecz przeławicana jest skałami przejściowymi do amfibolitu lub amfibolitami.

Gnejsy spotykane są najczęściej w strefie Starego Miasta po stronie czeskiej, gdzie występują na powierzchni na dużych obszarach dzięki płaskiemu ułożeniu warstw. Sposób ich występowania i wykształcenia sugeruje, że odpowiadają one wiekowo i genetycznie granitognejsom regionu Łądka — Śnieżnika. Pogląd ten należy jednak sprawdzić wyczerpującymi badaniami petrograficznymi, których w odniesieniu do gnejsów strefy Nowego Miasta do tej pory brak.

Ogólny przebieg serii amfibolitowo-gnejsowej jest w zasadzie zgodny z kierunkami panującymi w skałach z nią sąsiadujących. Z obserwacji odsłoneń wynika jednak, że seria ta jest miejscami znacznie silniej zaburzona tektonicznie. Widzimy bardzo często skrajnie zmieniające się wielkości kąta biegu i upadu warstw oraz nieregularne, łagodne lub intensywne sfałdowanie ławic. Odmienny nieco obraz tektoniczny serii amfibolitowo-gnejsowej wywodzi się zapewne stąd, że w pewnym okresie była ona bardziej plastyczna.

Amfibolity gabrowe. Skały te występują w obrębie serii amfibolitowo-gnejsowej. Obejmują one swym występowaniem szczyt i północno-wschodnie zbocze góry Iwina. Obserwuje się je wyłącznie w zwietrzelinie w postaci dość dużych głazów i bloków. Wystąpienie to ma kształt soczewki o szerokości 180 m i długości około 600 m.

W części środkowej (okolica szczytu) występują skały gruboziarniste o kolorze ciemnozielonym, a teksturze i strukturze zbliżonej do struktury i tekstury gabra. W kierunku północno-wschodnim oraz ku granicom z innymi utworami skały te przechodzą stopniowo w ciemne, masywne gruboziarniste amfibolity.

Skały ultrafemiczne. W górnym dorzeczu Białej Łądeckiej stwierdzono trzy wystąpienia skał ultrafemicznych. W dolinie Białej Łądeckiej na południe od Bielicy oraz na północny zachód od Śnieżnika znajdują się serpentynity, na zachodnim zaś zboczu góry Kowadło w okolicy Bielicy pojawiają się perydotyty.

Serpentynity doliny Białej Łądeckiej występują na granicy amfibolitów i granitoidów, druga wychodnia tych skał znajduje się w obrębie łupków łyszczykowych i paragnejsów strefy Kletna. Są to skały bardzo ciemne, zbite, afaniczne; występują prawdopodobnie pod postacią niewielkich stromych pni. Cechy petrograficzne ultrafemicznych skał Bielicy opisał B. Wierchołowski (1969). Oprócz serpentynitów stwierdził on tu skały serpentynowo-talkowe, które powstały z przeobrażenia perydotytu piroksenowego.

Perydotyty występują w obrębie amfibolitów w formie pionowego pnia o średnicy nie przekraczającej kilku metrów. B. Wierchołowski (1960) w skałce zbudowanej ze skał ultrafemicznych wydzielił szereg odmian petrograficznych, stanowiących typy przejściowe pomiędzy hornblendytami i perydotytami hornblendowymi.

Migmatyty i granitognejsy

Zróznicowane pod względem struktury i tekstury migmatyty i granitognejsy stanowią obok serii łupkowo-paragnejsowej drugi zasadniczy kompleks litologiczny regionu Łądko — Śnieżnika.

Od czasów G. Fischera (1936) wydzielano wśród nich dwa typy różniące się wykształceniem i wiekiem. *Gnejsy gieraltowskie*, smużyste, często migmatyczne, wiązane były przez G. Fischera z prekambryjską intruzją magmy, starszą od serii strońskiej. *Gnejsy śnieżnickie*, najczęściej oczkowe lub warstewkowo-oczkowe, interpretowane były natomiast jako granity intrudujące i zdeformowane w czasie orogenezy

kaledońskiej. Na temat genezy gnejsów gieraltowskich wypowiada się również J. Oberc (1957 a), zwracając uwagę na poligeniczny charakter tych skał. Prace K. Smulikowskiego (1957, 1958, 1960 a) oraz publikacje W. Smulikowskiego (1958, 1959 a, 1959 b) obaliły jednak dawne koncepcje geologów niemieckich zarówno co do różnicy wieku gnejsów gieraltowskich i utworów serii strońskiej, jak i ich genezy.

K. Smulikowski (1960 a) ostatecznie stwierdza, że wszystkie formacje metamorficzne w krystalniku Śnieżnika są pochodzenia suprakrustalnego i przechodzą sukcesywnie jedne w drugie na drodze metamorficznej transformacji. Prace wyżej cytowanych autorów dowodzą, że podział gnejsów stosowany przez geologów niemieckich był nieuzasadniony, a określenia gnejs śnieżnicki i gieraltowski utraciły dotychczasowy sens geologiczny formacji odmiennych wiekowo i genetycznie.

Szereg obserwacji potwierdzających koncepcje K. Smulikowskiego i jego współpracowników zebrał autor w czasie prac kartograficznych w górnym dorzeczu Białej Łądeckiej. Na mapie geologicznej (tabl. I) zastosowano jednak tradycyjne wydzielenia gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich, dodatkowo natomiast wydzielono odmiany pośrednie jako gnejsy przejściowe. Kryterium podziału stanowią w tym wypadku nie różnice genetyczno-wiekowe, ponieważ takie w zasadzie nie istnieją, lecz pewne typowe facje teksturalne i strukturalne. Przyjęcie cech zewnętrznych jako podstawy do wydzielenia uzasadnione jest tym, że tylko one są uchwytne w czasie badań terenowych i stanowią punkt wyjścia do pewnych porównań w obrębie serii gnejsowej.

Gnejsy gieraltowskie. Gnejsy gieraltowskie występują na znacznej części terenu, stanowiąc jednocześnie dominującą odmianę w serii migmatytów i granitognejsów. W typowym wykształceniu gnejsy te są skałami drobno- i równoziarnistymi o kolorze jasnoszarym, często różowawym. Wietrzejąc uzyskują kolor żółtokremowy. Wykazują one oddzielność płytową lub zbliżoną do kostkowej. Megaskopowo można wyróżnić skalenie, kwarc, łyszczyki, często z przewagą biotyту, oraz akcesorycznie granat.

W kompleksie skał wydzielonych pod nazwą gnejsów gieraltowskich K. Smulikowski (1960 a) wyróżnił następujące odmiany skalne:

1. Gnejsy soczewkowo-laminowe charakteryzujące się wyraźnym mineralnym zróżnicowaniem oddzielnych lamin, ostro odgraniczających się od siebie. Szare laminy zbudowane są prawie wyłącznie z kwarcu, białe lub różowe z mikroklinu, szarobiałe z plagioklazą, a laminy ciemne z biotyту i minerałów akcesorycznych.

2. Gnejsy nebulitowe, w których w masie minerałów jasnych ciemna mika skupia się w mniej lub bardziej widoczne smugi. W przypadku ubywania łyszczyków i silniejszego ujednoczenia w ich rozmieszczeniu gnejsy upodabniają się do masywnego drobnoziarnistego granitu leukokratycznego.

3. Gnejsy aplitowe wykazujące słabo zaznaczoną teksturę kierunkową, jasnoróżową barwę; ubogie w biotyt.

Skład mineralny gnejsów gierałtowskich ma według K. Smulikowskiego (1960 a) następujące cechy

Kwarc tworzy głównie równoległe podłużne smużki lub soczewki złożone z mozaiki nierównych ziarn. Odpowiadają one prawdopodobnie równoległym laminom kwarcowym w dawniejszych łupkach. Plagioklasy należą zasadniczo do kwaśnego oligoklazu i rzadko wykazują inwersyjną strukturę pasową. Stanowią one generację starszą, często zserycytizowaną i pełną wrostków. Młodsza generacja plagioklazów reprezentowana jest przez albit.

Mikroklin, najczęściej bez prążków bliźniaczych, wykazuje plamiste wygaszanie światła. Występuje w postaci ksenoblastycznych ziarn otaczających często plagioklasy. Plagioklasy są przeważnie dynamicznie zdeformowane, podczas gdy mikrokliny sprawiają wrażenie składnika postkinematycznego. Zjawisko wypierania plagioklazów przez mikroklin jest powszechne i bardzo charakterystyczne.

Łyszczyk jasny, zbliżony najczęściej do fengitu, jest mniej lub bardziej pospolity. Biotyt stanowi również zmienny pod względem ilościowym składnik mineralny. Tworzy się on niekiedy kosztem granatu, który występuje w skałach zawsze przynajmniej w śladach. K. Smulikowski (1960 a) stwierdza wreszcie, że z minerałów akcesorycznych występuje tytanit, apatyt, klinoizozyt, allanit i cyrkon

Oprócz łupków łyszczykowych i paragnejsów w kompleksie gnejsów gierałtowskich stwierdzono wszystkie pozostałe odmiany skalne serii strońskiej.

Obserwacje terenowe potwierdzają zgodność ułożenia gnejsów i serii łupkowo-paragnejsowej. Potwierdza to również analiza mapy geologicznej, w której na pierwszy plan wysuwa się równoległość przebiegu i naprzemianległe występowanie gnejsów i utworów serii łupkowo-paragnejsowych. Przebieg wyżej wymienionych pasm pokrywa się zawsze z panującymi na tym obszarze kierunkami tektonicznymi. Obserwacje te dotyczą nie tylko serii łupkowej oraz gnejsów, ale również mniej różniących się litologicznie odmian w obrębie tych formacji.

Największe jednorodne wystąpienia gnejsów gierałtowskich spotyka się we wschodniej części obszaru. Tworzą one m. in. pas przebiegający na południu od przełęczy Płoszczyna przez górę Skalną, Orlik, Rudawiec, Czernicę, Płoskę po górę Czartowiec na północy. Szerokość tego pasa przekracza znacznie 1 km. Występujące tu gnejsy wykazują na całej przestrzeni jednorodne typowe wykształcenie. Zawierają one wkładkę łupków i paragnejsów o miąższości nie przekraczającej 40 m. Wkładka ta zamyka

drobne wtrącenia kwarcytów i łupków grafitowych i towarzyszy gnejsom na przestrzeni kilku kilometrów.

Gnejsy okolicy wzniesień Rykowisko, Zawada, Gierałtowska Kopa tworzą szereg stref przedzielonych pasmami łupków łyszczykowych i paragnejsów. Wschodnie gnejsów mają szerokość od 100 do kilkuset metrów. Gnejsy i skały serii łupkowo-paragnejsowej łączą się stopniowymi przejściami. Gnejsy gierałtowskie wykazują urozmaicone wykształcenie struktury i tekstury. Oprócz typowych odmian drobno- i równoziarnistych obserwuje się tu typy o wyglądzie migmatytów, odmiany wyraźnie laminowane oraz aplitowe.

Drobne wkładki gnejsów gierałtowskich w obrębie gnejsów śnieżnickich występują w dolinie Kamienicy. Są one trudne do skartowania, ponieważ tworzą cienkie ławice i łączą się stopniowymi przejściami z gnejsami typu śnieżnickiego. Obserwuje się je głównie na zachodnich zboczach Rykowiska i Zawady, na zboczach gór: Młyńsko, Stroma i Śnieżnik oraz w pobliżu granic gnejsów śnieżnickich z serią łupkową. Reprezentują tu one jedno z litologicznych ogniw przejściowych w szeregu, jaki zaobserwować można pomiędzy serią łupkowo-paragnejsową a gnejsami typu Śnieżnika.

Gnejsy gierałtowskie wydzielono również w obrębie łupków łyszczykowych w okolicy góry Solec, na wschodnich zboczach Rudawca oraz w okolicy Bielic. Wśród tutejszych gnejsów dominują odmiany aplitowe wykazujące stopniowe przejścia do jasnych kwarcytów. Pojawiają się one często w formie ławic od kilku centymetrów do kilku metrów miąższości. Ich przebieg jest zawsze zgodny z występującymi w sąsiedztwie przeławiczeniami kwarcytów, wapieni lub amfibolitów. Podobne gnejsy, tworzące większe wystąpienia, obserwuje się na wschód od Bielic po stronie czeskiej.

Ciekawy jest pas gnejsów biegnący od szczytu góry Brusinki w kierunku północno-wschodnim. Wschodnia tych gnejsów ma średnio około 90 m szerokości. W części południowej zbocza góry Brusinki występują gnejsy typu gierałtowskiego, które zaliczyć należy do odmian najbardziej typowych. Są to skały drobno- i równoziarniste ze słabo zaznaczoną laminacją. Wierzeją również w sposób typowy dla gnejsów gierałtowskich, co można zaobserwować na występującym tu blokowisku. W części środkowej wystąpienia gnejsów, w dolinie potoku, odsłaniają się skały drobnoziarniste, pozbawione kierunkowego ułożenia minerałów, o teksturze i strukturze zbliżonej do drobnoziarnistego granitu. W strefach brzeżnych skały te przechodzą stopniowo w paragnejsy i łupki łyszczykowe.

W północnej części, na zachodnich zboczach Solca, obserwuje się jasne bezkierunkowe gnejsy aplitowe. Na podstawie obserwacji kilku bloków stwierdzono niezgodny kontakt łupków i bezkierunkowych gnejsów. Łupki łyszczykowe są charakterystycznie pofałdowane, a fałdy te są ścinane przez gnejsy. Niezgodne ułożenie łupków łyszczykowych i gnejsów zaznacza się na całym obszarze tego wystąpienia gnejsów gieraltowskich. Podczas gdy łupki mają upady około 45° na północny zachód, to ławica gnejsowa jest ustawiona prawie pionowo, na co wskazuje intersekcja.

Gnejsy śnieżnickie. Wykształcenie gnejsów śnieżnickich jest dość różnorodne. Spotyka się wśród nich odmiany grubooczkowe, soczewkowo-warstewkowe lub warstewkowe. Różnią się też one między sobą barwą, która w zależności od barwy skałeni i zawartości biotyty może być wiśniowoczerwona, różowa, ciemno- lub jasnoszara. Gnejsy te składają się z kwarcu, mikroklinu, występującego najczęściej w formie oczek, plagioklazubogiego w anortyt oraz łyszczyków. Łyszczyki grupują się zazwyczaj w wyslizgane plastery i podłużne pasma opływające oczka lub soczewki skałeniowo-kwarcowe. W gnejsach zaznacza się powszechnie wyraźna laminacja.

Badania mikroskopowe K. Smulikowskiego i jego współpracowników wykazały w gnejsach śnieżnickich te same dwie generacje plagioklazowe, jakie istnieją w gnejsach gieraltowskich. Mikroklin bez wyraźnych zbliźniaczeń krótkowych tworzy często, w przeciwieństwie do mikroklinu w gnejsach gieraltowskich, duże błasty do kilku centymetrów średnicy. Zawierają one nieorientowane inkluzje kwaśnych plagioklazów. Częsty jest myrmekit, brak natomiast antypertytowych penetracji wewnętrznych, tak powszechnych w gnejsach typu gieraltowskiego. Duże mikrokliny są porfiroblastami rozwiniętymi w miejscu drobnoziarnistej mozaiki plagioklazowej. Zbliżony do fengitu muskowitz oraz silnie schlorotypyzowany biotyt gromadzi się w formie plastrów i smug. Minerale akcesoryczne w gnejsach śnieżnickich są znacznie rzadsze niż w gnejsach typu gieraltowskiego (K. Smulikowski 1960).

Gnejsy Śnieżnika występują głównie w zachodniej części terenu. Strefa ich pojawienia się, o szerokości 2—4 km, ma w przybliżeniu kierunek południkowy. Gnejsy tworzą dwa kompleksy przedzielone łupkami i paragnejsami. W skład kompleksu dolnego wchodzi gnejsy występujące na Śnieżniku i Stromej oraz w dolinach potoków Kamienicy i Kleśnicy. Kompleks górny natomiast stanowią gnejsy szczytowej części góry Młyńsko. W obu kompleksach spotyka się często wkładki gnejsów

typu gieraltowskiego lub gnejsów przejściowych oraz łupków i paragnejsów.

Najwięcej obserwacji dotyczących gnejsów śnieżnickich, jak również ich stosunku do gnejsów pozostałych typów oraz do łupków łyszczykowych, zebrano w świetnie odsłoniętych dolinach potoków spływających ze wschodnich zboczy Śnieżnika. W profilu tym dominują różne odmiany gnejsów śnieżnickich, w których występują drobne przeławienia gnejsów gieraltowskich, łupków i paragnejsów oraz amfibolitów (fig. 1).

Wśród typów gnejsów śnieżnickich przeważają różowe gnejsy warstewkowe i warstewkowo-oczkowe, dość bogate w biotyt. Grubość warstewek wynosi średnio kilka milimetrów, a pojawiające się wśród nich oczka osiągają niekiedy 3 cm średnicy. Granice warstewek są bardzo regularne i równoległe, ale spotyka się również faliście powyginane.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy oraz gnejsy gieraltowskie tworzą w granitognejsach Śnieżnika zgodnie leżące ławice o miąższości od kilku centymetrów do kilku metrów. Łupki i paragnejsy stwierdzono we wszystkich odmianach gnejsów, a więc w grubooczkowych, warstewkowych oraz cienkowarstewkowych granitognejsach Śnieżnika, a także w gnejsach gieraltowskich. Między wszystkimi wyżej wymienionymi odmianami skał istnieją stopniowe przejścia.

W mniejszym stopniu, lecz również zróżnicowane, są gnejsy śnieżnickie występujące w dolinie Kamienicy. Kontakt tych gnejsów, przebiegający na zachodnich zboczach Rykowiska i Zawady, z rozprzestrzeniającymi się od wschodu gnejsami gieraltowskimi również nie jest ostry. Obserwuje się tu równoległą do kontaktu strefę o szerokości około 300 m, w której obie odmiany gnejsów oraz gnejsy przejściowe przeławicają się nawzajem. W samej dolinie występują dosyć typowe odmiany warstewkowo-oczkowe z wyraźną lineacją.

W miarę przybliżania się do kontaktu z wyżej leżącymi łupkami łyszczykowymi i paragnejsami pojawiają się ponownie przewarstwienia gnejsów gieraltowskich. Na samym kontakcie obserwuje się przejście od gnejsów śnieżnickich przez gnejsy gieraltowskie do łupków łyszczykowych. Lineacja, wyraźna w gnejsach śnieżnickich, zanika stopniowo w skałach przejściowych. W pobliżu skał przejściowych przeciętna tekstura gnejsów śnieżnickich zaciera się; przeciki w pewnych miejscach cienieją lub ulegają przerwaniu, a skała uzyskuje strukturę nierównoziarnistą. Ta odmiana z kolei przechodzi stopniowo przez jasne równoziarniste gnejsy typu gieraltowskiego do łupków łyszczykowych.

Gnejsy kompleksu górnego (góra Młyńsko)

wykazują podobne stopniowe przejścia. W części spągowej w pobliżu łupków pojawiają się odmiany gnejsów przejściowych i gierałtowskich. Ku górze gnejsy te przechodzą w odmiany warstewkowe i grubooczkowe o zabarwieniu różowym. W skałce tworzącej szczyt góry Młyńsko występują gnejsy grubooczkowe o wyraźnej lineacji; zawierają one jednak również cienkie smugi łupków łyszczykowych.

Gnejsy przejściowe. Różne odmiany gnejsów przechodzą stopniowo jedne w drugie, co wiąże się m. in. z różnym sposobem metasomatycznej granityzacji serii suprakrystalnej. W strefach przejściowych obok odmian typowych pojawiają się skały odbiegające swym wykształceniem od typów określonych jako gnejsy śnieżnickie lub gierałtowskie. Odmiany gnejsów, których w trakcie badań terenowych nie sposób zaliczyć do odmian zasadniczych ze względu na ich pośrednie wykształcenie, wydzielono na mapie geologicznej (tabl. I) jako gnejsy przejściowe.

Słabo zaznaczone warstewkowanie, niewyraźne lub rzadko wykształcone soczewkowe agregaty i oczka skaleniowe wyodrębniają gnejsy przejściowe z gnejsów gierałtowskich, nie upoważniają jednak jeszcze do włączenia ich do gnejsów Śnieżnika. W gnejsach przejściowych pojawia się równocześnie słabo zaznaczona lineacja, ograniczająca się do grubszych strukturalnie partii skalnych.

Gnejsy przejściowe tworzą z zasady cienkie ławice o miąższości od kilku centymetrów do kilku metrów. W strefach granicznych dużych obszarów zbudowanych z gnejsów gierałtowskich i gnejsów Śnieżnika typy przejściowe pojawiają się w postaci cienkich ławic, wielokrotnie powodując utworzenie się serii mieszanej, w której uczestniczą wszystkie trzy opisane typy gnejsów. Oprócz wystąpień już opisanych gnejsy przejściowe stwierdzono również w odsłonięciach grupujących się wzdłuż dolin potoków na wschodnim zboczu Śnieżnika, gdzie pojawiają się one wielokrotnie (fig. 1). Można je spotkać w strefach kontaktowych łupków i gnejsów, a niekiedy w obrębie gnejsów warstewkowych lub warstewkowo-oczkowych.

W jednym przypadku stwierdzono stopniowe przejście pomiędzy gnejsami oczkowymi a liściasto łupiaczami się biotytowymi paragnejsami. Skała przejściowa ma około 50 cm miąższości. Skalenie, wzrastające ilościowo w miarę zbliżania się do gnejsów, nie impregnują całej masy skalnej, lecz pojawiają się w postaci samodzielnymi oczek o średnicy około 2 cm. Oczka te przechodzą stopniowo w soczewki i warstewki, prowadząc do powstania typowej warstewkowo-oczkowej odmiany gnejsów śnieżnickich. Biotytowe paragnejsy oraz warstewko-

wo-oczkowe gnejsy, które łączą się z nimi poprzez typy pośrednie, mają identyczne biegi płaszczyzn foliacji. Pozwala to przypuszczać, że zorientowanie w gnejsach warstewkowo-oczkowych może być odziedziczone po pierwotnej foliacji łupków łyszczykowych. Wskazuje to również na to, że procesy granityzacji rozwijały się zgodnie ze złupkowaniem i różnicowaniem litologicznym serii granityzowanej.

W serii łupkowej obserwuje się najczęściej różnicowanie natężenia feldspatyzacji, zgodne ze złupkowaniem. Wskutek tego paragnejsy oraz odmiany słabiej sfeldspatyzowane tworzą ławice leżące zgodnie z całą serią. Analogicznie przedstawia się sytuacja w kompleksie gnejsowym. Litologiczne różnicowanie od grubooczkowych gnejsów do niedotrąconych smug lub ławic łupkowych jest w zasadzie zgodne z panującymi w gnejsach powierzchniami foliacji.

Górne dorzecze Białej Łądeckiej (tabl. I) stanowi część regionu, w którym wyraźnie uwiadcniają się opisane wyżej zjawiska. Obszar ten różni się od pozostałych obszarów tym, że można tu dokonać wydzieleni elementów tektonicznych, których interpretacja przemawia za zgodnym sfałdowaniem opisywanych kompleksów skalnych.

W kompleksie migmatytów i granitognejsów spotyka się wtrącenia skał zasadowych o charakterze amfibolitów i eklogitów, które występują w formie małych soczewek. Amfibolity w gnejsach typu śnieżnickiego stwierdzono na zachodnim zboczu Gierałtowskiej Kopy oraz na wschodnim zboczu Śnieżnika.

Pierwsze stanowią ławicę o miąższości około 2 m, leżącą zgodnie względem otaczających ją gnejsów. Amfibolity zaś na wschodnim zboczu Śnieżnika pojawiają się kilkakrotnie, tworząc warstwy do kilkudziesięciu centymetrów miąższości. W porównaniu z amfibolitami spotykanymi często w kompleksie łupkowo-paragnejsowym wykazują one już makroskopowo pewne różnice. Mają na ogół ciemniejszą barwę, są bardziej gruboziarniste, w składzie mineralnym pojawiają się w nich dużo biotyty, a niekiedy skaleni.

Eklogity stwierdzono na północno-zachodnim zboczu Rudawca. Tworzą one soczewkę wśród gnejsów gierałtowskich; widoczne są tylko w jednym odsłonięciu. Badania petrograficzne K. Smulikowskiego (1960 c) wykazały, że omawiane skały stanowią jedyny przykład typowego eklogitu na tym obszarze. Granaty tworzą większe ziarna niż omfacyt, który wykazuje zaawansowany proces przeobrażenia w kryptokrystaliczny agregat. W eklogitach z Bielic brak jest pierwotnego amfibolu, stwierdzonego w innych wystąpieniach eklogitu w okolicy Gierałtowa.

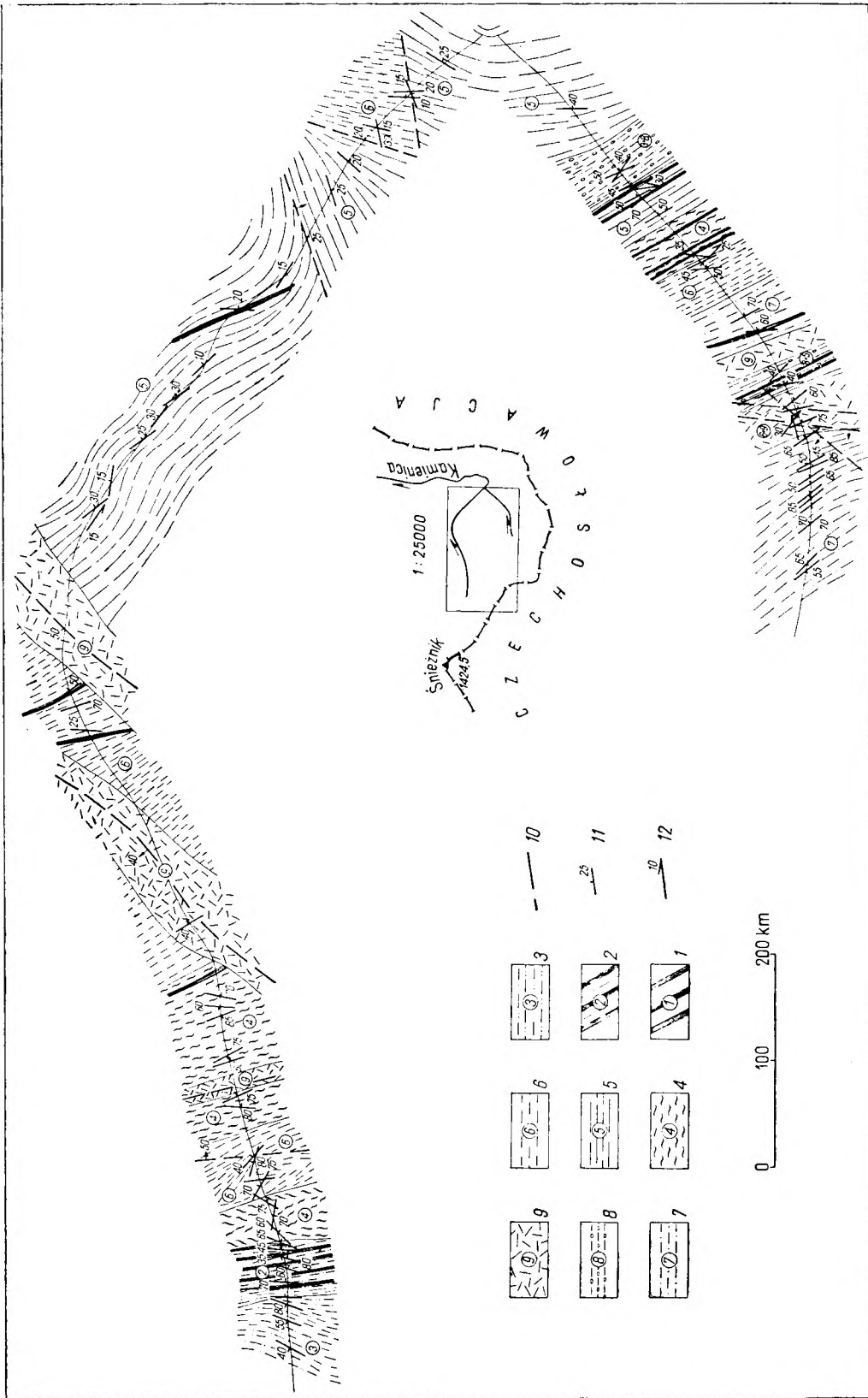


Fig. 1

Przekroje geologiczne wzdłuż dolin potoków na wschodnim zboczu Śnieżnika

1 — łupki lyszczakowe i paragnejsy z wtkadkami amfibolitów, 2 — gnejsy gieraltowskie, 4 — gnejsy przejsiadowe.
 Gnejsy Śnieżnika: 5 — gnejsy cienkowarstwowe, 6 — gnejsy warstwowo-oczkowe, 8 — gnejsy warstwowo-oczkowe, 8 — gnejsy oczkowe, 9 — mylonity;
 10 — uskoki, 11 — foliacja, 12 — linsacja (zmarszczkowanie, linijskie wyciągnięcia, osie faldków ciągnionych)

Geologic profiles on the eastern side of Mt. Śnieżnik

1 — mica schists and paragneisses intercalated by amphibolites, 2 — Gieraltów gneisses and schists (in general), 3 — Gieraltów gneisses, 4 — transition gneisses.
 Śnieżnik gneisses: 5 — thinly laminated gneisses, 6 — thick laminated gneisses, 7 — laminated augen-gneisses, 8 — augen fneisses, 9 — mylonites;
 10 — faults, 11 — foliation, 12 — lineation (wrinkling, linear elongations, axes of drag folds)

SKAŁY MAGMOWE CYKLU WARYSCYJSKIEGO

Granitoidy Gór Złotych
i Białskich

Nazwę tę autor przyjmuje dla skał krystalicznych, które wiąże się powszechnie z waryscyjskim cyklem orogenicznym (Bederke 1922, Finckh 1927, Teisseyre 1957 a, Oberc 1957 b, Smulikowski 1957). Występują one we wschodniej części badanego terenu. Szereg badaczy wprowadziło dla tych skał różne określenia petrograficzne. Opisywano je jako dioryty (Stache 1860), łupki hornblendowe (Roth 1867), monzonity lub gnejsy monzonitowe (John 1897), dioryty kwarconosne (Rosenbusch 1907), granity amfibolowe (Bukowski 1905), gnejsy hornblendowe (Kretschmer 1917). L. Finckh, G. Götzinger, A. Rosival i K. Jüttner (1931) określili omawiane skały jako tonality; nazwa ta była najczęściej używana w dotychczasowej literaturze.

Granitoidy Gór Złotych i Białskich tworzą na terenie Polski trzy odrębne wystąpienia rozdzielone uskokami. Wchodzą one w skład pasa granitoidów, których wychodnia o kierunku NNE—SSW obserwowana jest na przestrzeni około 55 km od brzeżnego uskoku sudeckiego na północy, po uskok buszyński na południu.

Megaskopowo są to skały średnioziarniste o barwie szarej lub ciemnoszarej, charakteryzujące się mniej lub bardziej wyraźnym kierunkowym ułożeniem minerałów. W składzie mineralnym wyróżnić można biotyt i amfibole, które tworzą ciemne skupienia i smużki, oraz skałki i kwarc, występujący w postaci soczewek i oczek. Granitoidy są na ogół skałami równoziarnistymi. W granitoidach nie obserwuje się wyraźnego zróżnicowania wielkości ziarn w miarę zbliżania się lub oddalania od kontaktów ze skałami osłony. Przebieg pasm granitoidów jest na omawianym terenie zgodny z panującą w granitoidach teksturą kierunkową oraz z foliacją skał otaczających. Bezpośrednie kontakty pomiędzy granitoidami a skałami osłony są najczęściej zakryte. Obserwacje terenowe skał występujących w pobliżu kontaktów pozwalają przypuszczać, że kontakty te czasem nie są ostre. Przemawia za tym pojawianie się skał, które sprawiają wrażenie odmian przejściowych pomiędzy amfibolitami lub łupkami łyszczycowymi a granitoidami. Obserwacje te należałoby jednak potwierdzić szczegółowymi badaniami petrograficznymi. Dość często spotyka się w granitoidach enklawy amfibolitów lub paragnejsów. Ułożone są one zgodnie z kierunkową teksturą skały i dosyć ostro od niej odgraniczone. W jednym przypadku enklawa amfibolitowa osiąga rozmiary, które umożliwiły wydzielenie jej na mapie.

Petrograficzne badania B. Wierzchołowskiego (1958) wykazały, że granitoidy stanowią serię skał plutonicznych o bardzo zróżnicowanym charakterze petrograficznym. Obok typowych tonalitów występują również granodioryty oraz granity monzonitowe i pegmatyty. Skały te wykazują taki sam pod względem jakościowym skład mineralny, a różnią się tylko ilościowymi stosunkami głównych składników. Z minerałów jasnych występują w nich plagioklasy, mikroklin i kwarc, z minerałów ciemnych natomiast amfibole, biotyt, augit i pennin. Akcesorycznie występują tytanit, tlenki żelaza, piryty, cyrkon, epidot, allanit, apatyt, kalcyt i prenit.

B. Wierzchołowski uważa, wbrew dotychczasowemu przekonaniu, że przeważającym typem skalnym na omawianym terenie nie jest tonalit, lecz granodioryt. Tonalit stanowi zwykle jądro części intruzji, podczas gdy jej peryferyczne strefy zbudowane są z granodiorytu lub granitu monzonitowego.

B. Wierzchołowski skłania się ostatecznie do wiązania genezy granitoidów z obecnością płynnej magmy, prawdopodobnie bardziej leukokratycznej, która uległa w głębszych strefach silnej kontaminacji wskutek wchłonięcia materiału łupkowego i w tym stanie została syntektonicznie wpleciona w metamorficzny kompleks serii strońskiej.

Skały typu lamprofirów

Skały żyłowe z grupy lamprofiru występują w okolicy na SSW od wsi Kamienica w pobliżu koty 737,7 m n. p. m. Tworzą one trzy wystąpienia. Dwa z nich stwierdzono bezpośrednio w skałkach, a jedno na podstawie obserwacji zwietrzliny.

Lamprofir obserwowany w skałkach jest skałą wybitnie drobnokrystaliczną, szarzieloną o regularnej płytkowej lub kostkowej oddzielności. Lamprofir w wystąpieniu, które zostało stwierdzone na podstawie zwietrzliny, jest skałą o lepiej wykształconych kryształach. Skały typu lamprofiru występują w formie żył o kierunku NNW—SSE. Należy przypuszczać, że miąższość ich wynosi 2—3 m.

Głównymi minerałami wchodzącymi w skład skały jest hornblenda oraz plagioklasy. Hornblenda występuje w formie wydłużonych słupków o słabym pleochroizmie. Zwykle ziarna jej są postrzępione i nieco skorodowane, niekiedy widoczne są ślady wtórnej chlorytyzacji. Jasne tło skały stanowią plagioklasy, zwykle silnie zwietrzałe, o pozacieranych konturach ziarn. Stwierdzono również nieliczne dość duże ziarna kwarcu, wykazujące ślady korozji. Akcesorycznie występują dość liczne drobne igielki apatytu.

Omawiane wystąpienia skał typu lamprofirowego opisane są przez J. Teisseyre'a (1959), który określił je jako spessartyty.

SKAŁY OSADOWE WIEKU PALEOZOICZNEGO

Zlepieńce z Kletna

Nowym ogniwem stratygraficznym w górnym dorzeczu Białej Łądeckiej są odkryte ostatnio zlepieńce. Nie występują one w naturalnych odsłonięciach. Odkryto je w nieczynnych już wyrobiskach kopalni w Kletnie. Od tej miejscowości autor proponuje nazwać je *zlepieńcami z Kletna*.

Najwięcej obserwacji dotyczących zlepieńców dokonałem w sztolni kopalnianej oznaczonej numerem 21 (fig. 2). Wejście do niej znajduje się na południowym zboczu dolinki potoku stanowiącego lewobrzeżny dopływ Kleśnicy. Sztolnia ma kierunek 48° i 230 m długości. Odsłania się w niej następujący przekrój (opis od północnego wschodu do południowego zachodu):

- 0 — 120 m — gnejsy warstewkowe i warstewkowo-oczkowe
- 120 — 185 m — gnejsy warstewkowe, gnejsy kataklazyczne i mylonity
- 185 m — nasunięcie Kletna, łupki grafitowe (45 cm) zlepieńce (50 cm); łupki grafitowe (45 cm) w stropie chodnika wyklinowują się
- 185 — 195 m — zlepieńce (2,5 m), łupki grafitowe (50—80 cm), kataklazyty i mylonity (1,5 m)
- 195 — 230 m — łupki łyszczykowe i paragnejsy serii strońskiej

Jak wynika z podanego profilu, zlepieńce z Kletna występują w spągu powierzchni nasunięcia. Nacisk nasuwających się na nie mas skalnych obok silnej deformacji spowodował również odkłucie ławicy zlepieńcowej od jej pierwotnego podłoża.

Zlepieńce tworzą masywne i grube ławice. Są one jednak gęsto spękane i wzdłuż spękań poprzesuwane. W części stropowej obserwuje się powszechnie zmielenie otoczków, podczas gdy w pozostałej części ławicy są one popękane, przesunięte wzdłuż pęknięć i ponownie scementowane. Wygładzone i porysowane powierzchnie otoczków skał zwięzłych, takich jak kwarcyty i porfiry, wskazują, że w czasie deformacji skała rozpadała się i następowały przemieszczenia wzdłuż powierzchni elementów skalnych. Zaokrąglone okruchy skał mniej odpornych, takich jak łupki ilaste i grafitowe, zostały w większości przypadków rozarte lub zdeformowane. Petrograficzna identyfikacja łupków ilastych i grafitowych jest trudna lub niemożliwa. Z kolei uniemożliwia to dokładne

ilościowe określenie petrograficznego składu zlepieńca. W związku z podanymi wyżej zjawiskami należy również liczyć się z poważną redukcją tektoniczną pierwotnej miąższości zlepieńców.

Najbardziej charakterystycznymi składnikami zlepieńca są otoczaki jasno- i ciemnoszarego kwarcytu, kwarcu żyłowego i gnejsu aplitowego. W mniejszej ilości występują kwarcyt grafitowy, porfiry oraz łupki krzemionkowe i ilaste bez oznak metamorfizmu.

Średnica poszczególnych otoczków waha się w granicach 2—10 cm. Najczęściej spotykane są otoczaki o średnicy 2—5 cm. Stopień obtoczenia wynosi 3 i 4, rzadziej 2 (w skali czterostopniowej). Największe są otoczaki gnejsów aplitowych i kwarcytów grafitowych. Wykazują one jednocześnie słabe obtoczenie. Najwyższy stopień obtoczenia charakterystyczny jest dla porfirów, kwarcytów i niektórych otoczków kwarcu. Otoczaki łupków mają kształty dyskoidealne. Stosunek masy otoczków do spoiwa, które wykazuje charakter piaszczysty, jest zmienny. Trudno stwierdzić, czy zmienny ilościowo udział frakcji piaszczystej jest zjawiskiem sedymentacyjnym, czy też przynajmniej częściowo jest związany z tektonicznym rozkruszeniem niektórych otoczków. Zlepieńce z Kletna w przekroju pionowym wykazują jednolity skład petrograficzny i stopień obtoczenia fragmentów skalnych.

Podobne zlepieńce stwierdzono również w sztolni numer 22 znajdującej się około 200 m na południe od sztolni opisanej poprzednio (fig. 2). Tu występują one w formie bloków lub pojedynczych otoczków w obrębie utworów grafitowych towarzyszących powierzchni nasunięcia Kletna. Zarówno ich skład, jak i położenie wskazują na to, że jest to ten sam typ osadów, jakie zostały opisane pod nazwą zlepieńców z Kletna.

Biorąc pod uwagę dotychczasowe dane można wyciągnąć następujące wnioski.

1. Brak zlepieńca takich skał z najbliższego otoczenia, jak gnejsy śnieżnickie, łupki łyszczykowe, paragnejsy, amfibolity, wapienie i erlany, wskazuje, że materiał wchodzący w skład zlepieńca pochodzi z obszarów bardziej odległych.

2. Obszar zbudowany z serii strońskiej i gnejsów śnieżnickich, na którym występują zlepieńce, stanowił w czasie ich gromadzenia się przypuszczalnie obniżenie sedymentacyjne.

3. Obecność otoczków gnejsów aplitowych, porfirów, łupków krzemionkowych oraz prawdopodobnie keratofirów wskazuje, że materiał ten mógł być transportowany z kierunku wschodniego, ewentualnie też z północy, gdzie tego rodzaju skały są znane.

4. Podobieństwo litologiczne zlepieńców

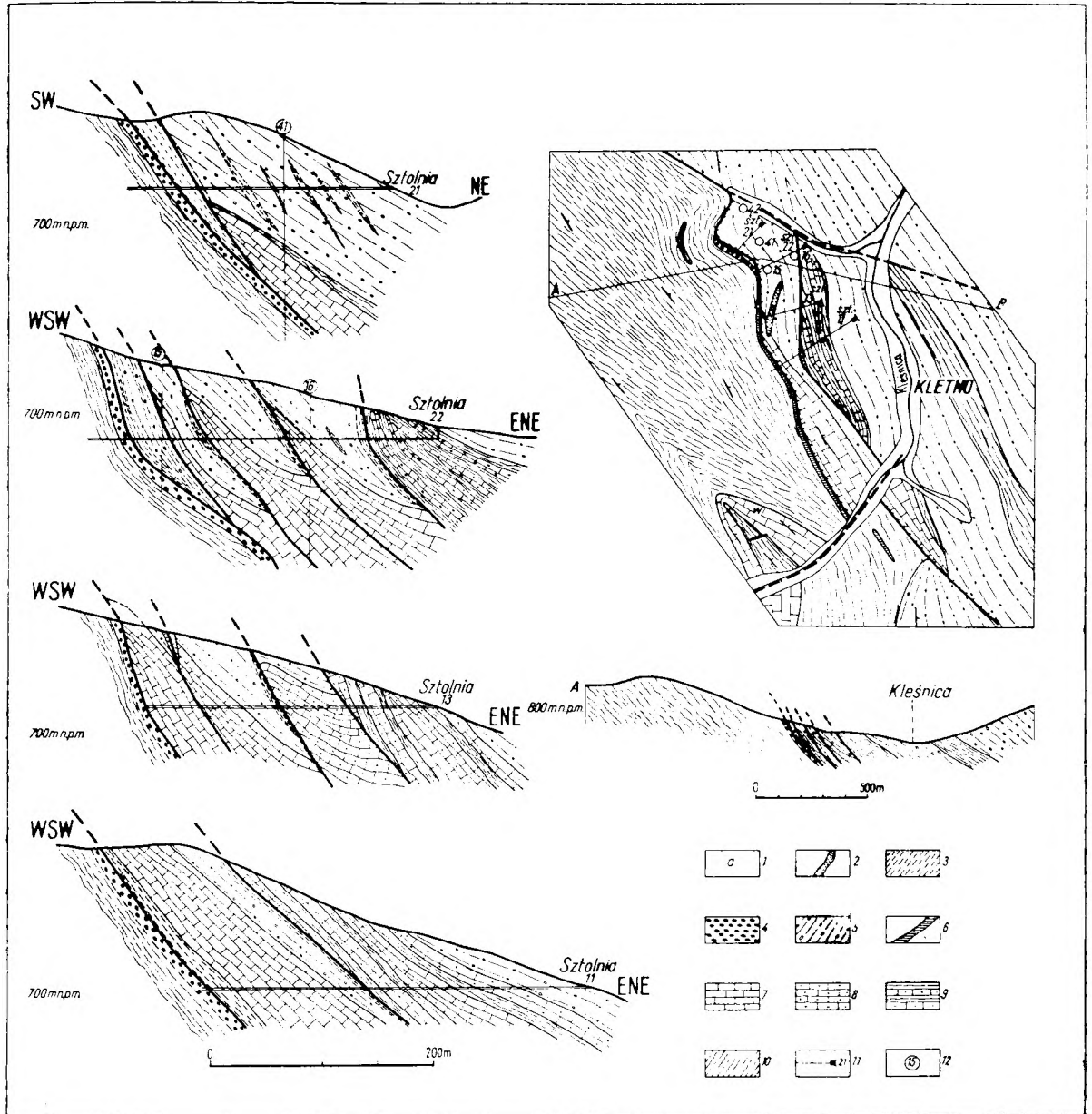


Fig. 2

Przekroje i szkic geologiczny okolicy Kletna

1 — napływy rzeczne, 2 — żyły kwarcowe, 3 — mylonity gnejsowe. Górny dewon lub dolny karbon: 4 — zlepienie z Kletna. Prekambr: 5 — gnejsy, 6 — łupki i kwarcyty grafitowe, 7 — wapień, 8 — wapień i erlany, 9 — łupki łyszczykowe, paragnejsy, wapień, erlany, 10 — łupki łyszczykowe i paragnejsy, 11 — sztolnie kopalniane oraz linie przekrojów geologicznych, 12 — otwory wiertnicze.

Profiles and geologic sketch map of the vicinity of Kletno

1 — fluvial alluvia, 2 — quartz veins, 3 — mylonitized gneisses. Upper Devonian or Lower Carboniferous: 4 — Kleino conglomerates. Precambrian: 5 — gneisses, 6 — schists and graphite quartzites, 7 — limestones, 8 — limestones and erlans, 9 — mica schists, paragneisses, limestones and erlans, 10 — mica schists and paragneisses, 11 — lines of cross sections along mine galleries, 12 — bore-holes.

z Kletna do osadów dolnego karbonu niecki śródsudeckiej i Wschodnich Sudetów oraz do zlepieńców górnego dewonu wskazywałoby, że mogą one być tego samego wieku. Dla określe-

nia wieku zlepieńców z Kletna ważny jest również fakt, że znajdują się one w spągu nasunięcia, które związane jest z orogenezą waryscyjską.

TEKTONIKA

Tektonika regionu Łądka — Śnieżnika stanowi zagadnienie nadzwyczaj trudne, a częściowo nierozwiązalne. Wywodzi się to stąd, że w regionie tym, przy nie ustalonej ściśle stratygrafii, interpretację tektoniczną oprzeć można tylko na przesłankach, które na terenach mniej skomplikowanych o ustalonej stratygrafii stanowiłyby kryteria pomocnicze. Dalszą komplikację zagadnienia spowodowała metasomatoza i procesy magmowe rozwinięte na dużą skalę. Dlatego też spotykane w literaturze poglądy dotyczące tektoniki omawianego regionu są najczęściej rozbieżne.

H. Teisseyre (1957 a) twierdzi, że „*wielkie formy tektoniczne, które dziś można jeszcze odtworzyć z intersekcji, są najczęściej wypadkową z wielu kolejnych odkształceń. Odkształcenia te nakładały się na siebie w czasie różnych orogenez i w zmieniającym się środowisku fizykalnym. Formy wspomniane możemy zatem traktować jako poligeniczne*”.

W związku z niemożliwością datowania występujących w górnym dorzeczu Białej Łądeckiej kompleksów i warstw skalnych, interpretację geometryczną form tektonicznych przeprowadzono w niniejszej pracy na podstawie analizy obrazu intersekcyjnego oraz lokalnie ustalonego dla niewielkich obszarów następstwa warstw. Ważną rolę w interpretacji odgrywa również analiza przebiegu foliacji oraz przestrzennej orientacji mikrostruktur i ich stosunku do foliacji (tabl. II).

FOLIACJA I DROBNE STRUKTURY POCHODZENIA TEKTONICZNEGO

Foliacja. Foliacja, którą rozumie się na ogół jako odpowiednik angielskiego *flow cleavage*, charakterystyczna jest dla wszystkich niemal skał występujących w regionie Łądka — Śnieżnika. Najwyraźniej zaznacza się w łupkach łyszczykowych, mniej widoczna staje się w paragnejsach i gnejsach warstewkowych. W niektórych gnejsach oczkowych i migmatycznych foliacji nie obserwuje się zupełnie. Na podkreślenie zasługuje zgodność płaszczyzn foliacji z przebiegiem zróżnicowanych litologicznie pasm skalnych. Wskazywałoby to, że płaszczyzny foliacji są zgodne lub bardzo zbliżone do pierwotnych powierzchni sedymentacyjnych.

Wyznaczone biegiem foliacji kierunki układają się w zwartą całość, która już dziś może być wstępnie zinterpretowana. Charakterystyczną cechą foliacji na badanym obszarze jest jej jednolity przebieg, zbliżony do kierunku południkowego. W części północno-zachodniej kierunek foliacji wykazuje odchylenia ku północnemu zachodowi, w części wschodniej natomiast odchyła się ku północnemu wschodowi. Zmiana kierunków przebiegu foliacji związana jest najprawdopodobniej z wirgacją łądecką opisaną przez E. Bederkego (1929), H. Teisseyre'a (1956) i J. Oberca (1960). Pozostałe obserwowane lokalnie, nawet znaczne, odchylenia od kierunku południkowego są spowodowane młodszą przebudową, związaną najczęściej z lokalnymi strefami tektonicznymi lub z obrazem intersekcyjnym przegubów synklin i antyklin.

Cechą charakteryzującą położenie płaszczyzn foliacji w przestrzeni jest kierunek i kąt upadu. Jest on zróżnicowany, z tym że jednolite kierunki upadu występują na znacznych obszarach. Główną granicą, wzdłuż której sąsiadują tereny o przeciwnym nachyleniu płaszczyzn foliacji, jest linia wyznaczona grzbietem góry Młyńsko i południowym odcinkiem doliny Kamienicy. Na obszarach leżących na wschód od góry Młyńsko i doliny Kamienicy panują upady foliacji skierowane ku zachodowi i północnemu zachodowi. Sytuacja ta zachowuje się z lokalnymi wyjątkami (np. kopuła Velkeho Vrba), aż po nasunięcie ramzowskie. Serie skalne leżące na zachód od wyżej wymienionej linii po rów górnej Nysy charakteryzują się foliacją o upadzie skierowanym ku wschodowi.

Lineacja. Lineacja, wyrażająca się zazwyczaj zmarszczkowaniem na powierzchni foliacji albo liniowym wyciągnięciem ziarn lub agregatów mineralnych, nie jest zjawiskiem powszechnym i wyraźnym na całym terenie. W licznych odsłonięciach trudno jest często dostrzec się nawet najmniejszych śladów lineacji, w innych natomiast struktura ta wykształcona jest klasycznie. Lineacja zaznaczona zmarszczkowaniem pojawia się głównie w łupkach łyszczykowych i paragnejsach w obrębie lamin bogatych w łyszczyki. Linijne wyciągnięcia ziarn obserwuje się z kolei głównie w odmianach gnejsów grubowarstewkowych warstewkowo-oczkowych lub oczkowych. Lineacji

nie obserwuje się prawie w skałach o słabo zaznaczonej foliacji i drobnoziarnistej strukturze z równomiernie rozmieszczonymi łuszczkami (niektóre odmiany gnejsów gierałtowskich). Wyraźne wykształcenie lub brak lineacji w pewnych odmianach skalnych tłumaczyć należy różnicowaniem strukturalnym i teksturalnym deformowanych skał (K. Smulikowski 1957).

Dominująca na całym omawianym terenie jest lineacja o kierunkach południkowych ($350-20^\circ$). Obserwuje się również lineację przebiegającą prawie prostopadle do tych kierunków. Przebieg jej zbliżony jest raczej do równoleżnikowego ($110-150^\circ$).

Na podstawie zebranych obserwacji trudno jest definitywnie orzec, czy lineacja południkowa i równoleżnikowa należy do dwóch różnowiekowych systemów, czy też różnicowanie kierunków lineacji jest wynikiem lokalnego skomplikowania istniejącego tu niegdyś pola sił. Można jednak stwierdzić, że wśród dwóch różnych kierunków lineacja układająca się południkowo dominuje zdecydowanie wyrazistością swego wykształcenia, stanowiąc główny rys tektoniki tego obszaru. Jest ona najprawdopodobniej starsza od lineacji o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego. Południkowy przebieg lineacji również zaznaczony jest wyraźnie w strefach późniejszej tektonicznej przebudowy. Na obszarach gdzie foliacja wskutek przebudowy uzyskuje nawet równoleżnikowe kierunki, lineacja zachowuje swój przebieg, zmienia się tylko, na bardziej stromy, kąt jej nachylenia.

Bardzo konsekwentnie zachowuje się również kierunek nachylenia lineacji. W części północnej omawianego obszaru lineacja zanurza się ku północy, natomiast w części południowej w okolicach Śnieżnika lineacja nachylona jest w kierunku przeciwnym, tj. ku południowi. Strefa, w której następuje zmiana upadu struktur liniowych, przebiega od okolic Międzygórza na zachodzie, przez północne zbocze Śnieżnika, po okolice Velkeho Vrba na wschodzie. Lokalne zmiany kąta nachylenia lub nawet kierunku nachylenia lineacji tłumaczyć należy dodatkowym poprzecznym zundulowaniem przebiegających południkowo elementów tektonicznych.

Fałdki ciągnięte. Obserwowane są głównie na obszarach zbudowanych z łupków i paragnejsów oraz niektórych typów gnejsów. Są one różnicowane co do wielkości. Cechą charakterystyczną jest ich wyraźny związek z lineacją, co przejawia się najczęściej w równoległym przebiegu osi tych mikrostruktur. Oprócz dominujących fałdków, których osie mają kierunek zbliżony do południkowego, spo-

tyka się również fałdki, których osie zorientowane są prawie równoleżnikowo.

Zjawisko to obserwował H. Teisseyre (1957 b) w okolicach Międzygórza. W związku z tym stwierdza on: „możemy zatem przypuszczać, że we wspomnianych okolicach mamy do czynienia z dwiema różnowiekowymi fazami tworzenia się tego typu fałdków. Obie te fazy różniłyby się przy tym kierunkiem fałdowania i kierunkiem ruchów dyferencjalnych. Nie jest jednakże wykluczone, że wszystkie fałdki ciągnięte są równoczesne, a jedynie dyferencjalne ruchy mas skalnych były bardzo różne co do kierunku, na skutek uprzedniego rozczłonkowania gnejsów przez liczne powierzchnie nieciągłości, tak płaskie jak i strome”. Ostatnie badania H. Teisseyre'a potwierdzają jednak koncepcję pierwszą, tj. wiązania fałdków ciągniętych z dwiema różnowiekowymi fazami (informacja ustna). Fazę starszą reprezentują fałdki ciągnięte systemu południkowego.

Najwięcej uwagi należy poświęcić fałdkom ciągniętym występującym w strefach granicznych dużych mas łupków i paragnejsów, a więc wzdłuż wschodniej granicy strefy łupków łuszczkowych Kletna oraz wzdłuż zachodniej granicy strefy Bielic.

Występujące tu drobne struktury charakteryzują się pewną prawidłowością podkreślającą tektonikę tego obszaru. Fałdki ciągnięte wzdłuż granicy strefy Kletna i gnejsów Śnieżnika charakteryzują się w przybliżeniu południkowym przebiegiem osi ($340-360^\circ$) oraz obaleniem ku zachodowi. W strefie granicznej łupków łuszczkowych i paragnejsów Bielic oraz gnejsów jednostki Śnieżnika osie fałdków ciągniętych wykazują kierunki $360-20^\circ$, obalone są natomiast ku wschodowi.

Drugi system fałdków ciągniętych, których osie wykazują dosyć dużą dyspersję azymutów, zbliżony jest do kierunku równoleżnikowego. Fałdki tego systemu występują zarówno w strefach łupkowych Kletna i Bielic, jak i w gnejsach jednostki Śnieżnika. Fałdki drugiego systemu wiążą się z poprzecznymi zaburzeniami dużych form tektonicznych o przebiegu południkowym.

Drobne fleksury. Kolejnym typem mikrostruktur są drobne fleksury. Obserwuje się je najczęściej w obrębie gnejsów występujących w strefie łupków łuszczkowych i paragnejsów Bielic. Dzięki nim płaszczyzny foliacji tych skał są charakterystycznie zdeformowane. Drobne fleksury obserwuje się również w łupkach łuszczkowych i paragnejsach. Wzdłuż płaszczyzn osiowych stoku fleksuralnego pojawiają się zazwyczaj pęknięcia; w ich płaszczyźnie następuje nieznaczne przemieszczenie lamin. Kierunki przebiegu osi tych struktur

są najczęściej niezgodne z przebiegiem lineacji i osi fałdków ciągnionych systemu południkowego, a zbliżone są do kierunków równoleżnikowych. Stoki fleksuralne zapadają ku południowi.

OPIS JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH

Mapa geologiczna (tabl. I) obejmująca zbadaną przez autora część regionu Łądko — Śnieżnika wykazuje wyraźny strefowy przebieg wydzielen litologicznych. We wschodniej i zachodniej części terenu występują głównie łupki łyszczykowe i paragnejsy, w środkowej natomiast dominują gnejsy.

Na podstawie intersekcji można wydzielić w obszarze górnego dorzecza Białej Łądeckiej: jednostkę Międzygórze, jednostkę Starego Miasta oraz jednostkę Śnieżnika.

Jednostka Międzygórze

Jednostka ta występuje w zachodniej części regionu Łądko — Śnieżnika. Od zachodu graniczy dyslokacyjnie z kredowymi utworami rowu górnej Nysy, od wschodu zaś z granitognejsami jednostki Śnieżnika. W części zachodniej jednostki Międzygórze występują granitognejsy śnieżnickie oraz gnejsy typu gieraltowskiego, we wschodniej natomiast seria łupkowo-paragnejsowa.

Tektonika zachodniej części jednostki Międzygórze scharakteryzowana została przez E. Bederkego (1943), a ostatnio przez H. Teisseyre'a (1957 b). Występujący tu kompleks różnorodnych gnejsów tworzy element obalony ku zachodowi. Najgłębsze jego części reprezentowane są przez gnejsy gieraltowskie. Oś tego elementu zanurza się w kierunku biegu zarówno ku południowi, jak i ku północy, a maksimum elewacji przypada, według H. Teisseyre'a, na okolice Międzygórze. Wymienioną formę tektoniczną wydzieliła W. Frąckiewicz (*in* H. Teisseyre 1957 b) jako element Międzygórze.

Wschodnia część jednostki Międzygórze zbudowana jest z serii łupkowo-paragnejsowej. Tektonika tego obszaru nie była do tej pory dokładnie sprecyzowana; obszar ten określano od czasów G. Fischera (1936 a) jako strefę łupków łyszczykowych Kletna.

W skład jednostki Międzygórze wchodzi więc: element Międzygórze zbudowany z gnejsów oraz strefa łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna. Określenie „strefa” być może nie jest najszluszniejsze, lecz autor przyjmuje je, ponieważ nazwa ta w literaturze jest już przyjęta.

Strefa łupków łyszczykowych

i paragnejsów Kletna. Występuje ona w zachodniej części omawianego terenu. Wykazuje przebieg południkowy, zgodny z panującymi kierunkami tektonicznymi. Długość tej strefy wynosi około 18 km, na przestrzeni około 12 km rozciąga się na terenie Czechosłowacji. Od zachodu graniczy ona z gnejsami elementu Międzygórze, od wschodu granicę jej wyznaczają gnejsy jednostki Śnieżnika. Maksymalna szerokość tej strefy obserwowana na równoleżniku wsi Kletno wynosi ponad 3 km. W kierunku południowym obserwuje się jej stopniowe zważanie. Ostatecznie zanika ona na terenie Czechosłowacji wskutek obcięcia przez dyslokację brzeżną rowu górnej Nysy (tabl. III). W kierunku północnym łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna łączą się z dużymi masami łupków łyszczykowych i paragnejsów okolicy Stronia Śląskiego i Krowiarek.

Interpretację tektoniczną strefy Kletna spotyka się w pracach G. Fischera (1936 a) i E. Bederkego (1943). G. Fischer strefę tę interpretuje jako stromą synklinę stanowiącą przedłużenie synkliny Stronia. Zgodnie z jego koncepcją stratygraficzną łupki łyszczykowe i paragnejsy stanowią osłonę gnejsów ograniczających tę strefę od wschodu i zachodu. Podobną interpretację przedstawia E. Bederke. Koncepcja regularnej, obalonej ku zachodowi synkliny zbudowanej z utworów strefy Kletna jest przedstawiona na przekroju geologicznym dołączonym do pracy Bederkego (1943).

Zdaniem autora wyżej przytoczone poglądy nie są zgodne z nowo zebranymi obserwacjami. Tektonikę omawianego elementu należy interpretować odmiennie.

W strefie łupków i paragnejsów Kletna panują ogólnie południkowe kierunki biegu foliacji i zróżnicowanych litologicznie pasm skalnych. W części południowej obserwuje się zdecydowane kierunki północ — południe, w części północnej natomiast biegi odchylają się w kierunku północno-zachodnim. Na obszarze strefy łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna upad foliacji skierowany jest ku wschodowi. Kąty upadu foliacji są zmienne w przedziale od około 25 do 90°. Dominują jednak upady 25—70°. Zgodny z przebiegiem foliacji, a więc południkowy, kierunek wykazuje również starsza lineacja i osie fałdków ciągnionych. Zróżnicowany jest natomiast kierunek ich nachylenia — w części północnej mikrostruktury te zanurzają się ku północy pod kątem dochodzącym do około 25°, w części południowej natomiast nachylone są ku południowi. Zmiana kierunku nachylenia osi struktur liniowych i fałdków ciągnionych we wschodniej części strefy Kletna następuje w okolicach szczytu Stromej, w części zachodniej natomiast — pomiędzy górami Smrekowiec i Średniak.

Południkowe kierunki tektoniczne strefy Kletna zaznaczają się również w rozprzestrzenieniu skał towarzyszących łupkom łyszczykowym i paragnejsom. W zachodniej części strefy Kletna w pobliżu gnejsów elementu Międzygórza wśród łupków łyszczykowych i paragnejsów występują kwarcyty jasne i grafitowe. W części środkowej dominują wyraźnie łupki łyszczykowe i paragnejsy z licznymi dużymi kryształami granatów, rzadziej staurolitu. Część wschodnia (okolice doliny Kleśnicy) charakteryzuje się przewarstwieniami wapieni i erlanów, kwarcytów jasnych oraz łupków i kwarcytów grafitowych.

Zróznicowanie litologiczne serii umożliwiło stwierdzenie intensywnego sfałdowania skał strefy Kletna oraz bliższe zdefiniowanie niektórych podrzędnych elementów. Jeden z takich wtórnych antyklinalnych fałdów, opisany przez H. Teisseyre'a (1957 a) z okolicy góry Średniak, ma w swym jądrze gnejsy. Podobny drugorzędny element tektoniczny o charakterze stromej obalonej ku zachodowi antykliny występuje we wschodniej części omawianej strefy na południowy zachód od miejscowości Kletno. Tworzą go łupki i paragnejsy oraz występujące na skrzydłach wapienie krystaliczne. W kierunku północnym, a więc w kierunku zanurzania się osi elementu, wapienie obu skrzydeł łączą się ze sobą, a następnie zanurzają zupełnie pod leżące wyżej utwory.

Równie intensywnie sfałdowana jest zapewne środkowa część strefy Kletna. Jednak monotonnie wykształcona seria łupków łyszczykowych i paragnejsów, zawierająca tylko cienkie wkładki łupków i kwarcytów grafitowych, nie stwarza możliwości wyodrębnienia drugorzędnych elementów tektonicznych. Część występujących tu łupków i kwarcytów grafitowych pojawia się na powierzchni prawdopodobnie wskutek sfałdowania. Ponieważ jednak skały te w serii łupkowo-paragnejsowej występują prawdopodobnie w kilku poziomach, trudno jest orzec, które przewarstwienia kwarcytów grafitowych pojawiają się na powierzchni w wyniku sfałdowania, a które reprezentują odrębne poziomy.

W tektonice strefy Kletna najbardziej istotny jest jej stosunek do sąsiadujących z nią elementów tektonicznych.

Granica łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna z gnejsami elementu Międzygórza przebiega na terenie Polski wzdłuż wschodnich zboczy Małego Śnieżnika, Średniaka, Smrekowca i Czarnej Góry. Odcinek przebiegający od Małego Śnieżnika po Czarną Górę badał H. Teisseyre (1957 a). Część północną, obejmującą zbocze Czarnej Góry po Białą Wodę, kartował autor.

Gnejsy elementu Międzygórza przedłużają się daleko od Białej Wody w kierunku północnym. Kontaktujące z nimi łupki łyszczykowe stanowią już jednak część składową dużych obszarów łupkowo-paragnejsowych, sięgających po okolice Stronia Śląskiego i Krowiarek, nie wchodzi więc one w skład wyodrębnionej strefy łupków łyszczykowych Kletna w ścisłym znaczeniu.

Odcinek kontaktu zawarty pomiędzy górą Średniak i szczytem Smrekowca H. Teisseyre (1957 a) i K. Smulikowski (1957) interpretują jako kontakt pierwotny, a pojawienie się aplitów w dolinie Wilczki zezwala im na stosunkowo pewne stwierdzenie, że kontakt ten ma miejscami charakter intruzywny. Na omawianym obszarze gnejsy elementu Międzygórza zapadają pod łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna, a więc ku wschodowi, pod kątem 45—70°.

W okolicach wschodniego zbocza Czarnej Góry granica łupków strefy Kletna i gnejsów elementu Międzygórza zmienia kierunek przebiegu z N—S na SE—NW. Odcinek o kierunku SE—NW ma charakter kontaktu dyslokacyjnego.

Znacznie bardziej skomplikowana jest wschodnia granica łupków łyszczykowych i paragnejsów strefy Kletna. Według G. Fischera (1936 a) kontakt ten trudny jest do zdefiniowania ze względu na jego równoległy przebieg z elementami tektonicznymi oraz ze względu na panujące tu, według niego, strome upady.

Szczególnie ważną linię stanowi wschodnia granica strefy Kletna w koncepcji F. Pauka (1953). Pokrywa się ona według niego z linią nasunięcia płaszczowiny orlickiej. Strefę łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna F. Pauk interpretuje jako osłonę gnejsów elementu Międzygórza, które łącznie tworzą płaszczowinę Trójmorskiego Wierchu (příkrov Klapače), a graniczące od wschodu ze strefą Kletna gnejsy jednostki Śnieżnika wchodzi w obręb płaszczowiny orlickiej.

Dużo materiału dotyczącego omawianego zagadnienia zebrał również autor. Na podstawie obserwacji uzyskanych w trakcie prac kartograficznych oraz w wyrobiskach górniczych można stwierdzić, że w części południowej wschodnia granica omawianej strefy ma charakter pierwotny, w części północnej natomiast łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna kontaktują tektonicznie z gnejsami jednostki Śnieżnika.

Południowa część kontaktu, której autor nie przypisuje charakteru tektonicznego, ciągnie się od granicy państwa na południu, przez zachodnie zbocze Śnieżnika i Stromej po dolinę Kleśnicy. Pomiedzy sąsiadującym tu kompleksem

gnejsów a serią łupkowo-paragnejsową obserwuje się występowanie utworów przejściowych. Najlepiej widoczne są one w dobrze odsłoniętej szczytowej części góry Stroma, gdzie jasne kwarcyty wskutek silnej feldspatyzacji przechodzą stopniowo w gnejsy. Ławice podobnych drobnoziarnistych gnejsów pojawiają się również kilkanaście metrów od kontaktu w obrębie serii łupkowej.

Wzdłuż kontaktu występują łupki łuszczkowo-kwarcytowe i kwarcyty charakteryzujące się bardzo intensywnym pofałdowaniem. Dla F. Pauka (1953) zjawisko to stanowi ważny argument przemawiający za istnieniem w tej strefie linii nasunięcia. W części szczytowej góry Stroma można stwierdzić jednak, że strefa skał o intensywnym sfałdowaniu stanowi litologiczne przejście pomiędzy gnejsami a serią łupkowo-paragnejsową. Zaznaczone w łupkach kwarcytowych lub kwarcytach mikrostruktury nie zostały zatarte w częściach silnie sfeldspatyzowanych i zmienionych w gnejsy. W ten sposób objawy tektoniki starszej od procesów granityzacji zostały jak gdyby zakonserwowane. Świadczy to, że kontakt łupków i gnejsów obserwowany na górze Stroma ma charakter pierwotny, a nie tektoniczny.

Na południowym odcinku kontaktu (od granicy państwa po dolinę Kleśnicy) łupki łuszczkowe i paragnejsy strefy Kletna zapadają ku wschodowi pod gnejsy jednostki Śnieżnika. Kąt upadu waha się w granicach $55-75^\circ$ E, spotyka się jednak upady łagodniejsze, a także prawie pionowe. Występujące w strefie kontaktowej fałdki ciągnięte charakteryzują się południkowym przebiegiem osi oraz obaleniem ku zachodowi. Takie ułożenie fałdków ciągniętych w przypadku serii normalnej świadczy o istnieniu na wschód od tej serii elementu synklinalnego lub o ruchu mas skalnych ku zachodowi.

Najbardziej skomplikowaną naturę ma wschodnia granica strefy Kletna na odcinku północnym. Przyczyną tego jest nasunięcie Kletna, któremu towarzyszy szereg równoległych dyslokacji tworzących wspólnie z nasunięciem głównym dość szeroką strefę tektoniczną. Nasunięcie ma zdecydowany kierunek NW—SE, przebiega więc skośnie do panujących tu kierunków tektonicznych.

Południowy odcinek nasunięcia przecina skośnie gnejsy jednostki Śnieżnika. Ta część nasunięcia ciągnie się od przełęczy między Śnieżnikiem a Rykowiskiem po dolinę Kleśnicy na północ od Stromej.

Najkrótszy, środkowy odcinek, jest najlepiej zbadany. Biegnie on zachodnim zboczem doliny Kleśnicy po uskok Zawady. Odcinek ten pokrywa się prawie zupełnie z granicą strefy Kletna i gnejsów jednostki Śnieżnika.

Odcinek północny nasunięcia ciągnie się od Janowej Góry do okolic Marcinkowa. Wzdłuż powierzchni nasunięcia nastąpiło przemieszczenie mas skalnych z północnego wschodu na południowy zachód. Materiały zebrane w kopalni w Kletnie potwierdzają przypuszczenie, że przed powstaniem omawianego nasunięcia łupki łuszczkowe i paragnejsy graniczyły z leżącymi na wschód od nich gnejsami i były ze sobą powiązane utworami przejściowymi. Łupki łuszczkowe i paragnejsy strefy Kletna zapadały podobnie jak w południowej części strefy, tzn. pod gnejsy, a powierzchnia kontaktowa była dość intensywnie pofałdowana i leżała bardziej płasko aniżeli powierzchnia nasunięcia Kletna.

Północny odcinek nasunięcia przebiega na całej przestrzeni w obrębie łupków łuszczkowych i paragnejsów. Wzdłuż niego na przestrzeni pomiędzy Janową Górą a Marcinkowem obserwuje się zmianę kierunku biegu foliacji z południkowego na NW—SE. Zmianę kierunku zachodniej granicy strefy Kletna, pomiędzy Czarną Górą a Marcinkowem, spowodowało najprawdopodobniej pojawienie się nasunięcia w okolicach Marcinkowa. Dyslokacja stanowiąca tę granicę jest zapewne jedną z dyslokacji towarzyszących nasunięciu głównemu.

Północny odcinek nasunięcia przebiega w okolicy, w której łupki łuszczkowe i paragnejsy strefy Kletna łączą się na powierzchni z dużymi masami łupków i paragnejsów występujących w środkowej i północno-zachodniej części regionu Ładka — Śnieżnika. Przypomnieć należy, że łupki łuszczkowe i paragnejsy strefy Kletna zapadają pod gnejsy jednostki Śnieżnika, a sąsiadujące z nimi od północy, oddzielone nasunięciami, łupki synklinorium Stronia stanowią osłonę tych gnejsów i leżą ponad nimi. Konsekwencją tej interpretacji byłoby zatem przypuszczenie, że nasunięcie Kletna na odcinku północnym stanowi północno-wschodnią granicę strefy łupków łuszczkowych i paragnejsów Kletna. Oddzielone nasunięciem Kletna utwory reprezentowałyby nie odpowiadające sobie poziomy stratygraficzne kompleksu łupkowo-paragnejsowego.

Reasumując dane dotyczące tektoniki omawianej strefy można przedstawić następującą próbę jej interpretacji:

1. Seria łupkowo-paragnejsowa tworząca strefę Kletna zapada ku wschodowi, wykazując jednocześnie intensywne wtórne pofałdowanie.

2. W profilu poprzecznym strefy Kletna (od zachodu ku wschodowi) pojawiają się coraz wyższe poziomy intersekcyjne. Przyjmując taką interpretację można by w omawianej serii wydzielić, w pionie, trzy części:

a) część najniższą zbudowaną z łupków łuszczkowych i paragnejsów z dosyć licznymi

przeławieniami kwarcytów jasnych i grafitowych;

b) część środkową charakteryzującą się monotonnym wykształceniem łupków łyszczykowych i paragnejsów bogatych w widoczne megaskopowo granaty, a rzadziej staurolit; łupkom towarzyszą niewielkie wtrącenia kwarcytów grafitowych;

c) część górną wykazującą największe urozmaicenie litologiczne, zawierającą duże masy wapieni i erlanów, przeławienia jasnych kwarcytów oraz łupków i kwarcytów grafitowych.

Widoczny jest więc brak symetrii w rozmieszczeniu wychodni ogniów litologicznych serii łupkowej, co potwierdza koncepcję, że strefa ta nie reprezentuje dwu skrzydeł synkliny.

3. Łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Kletna oraz gnejsy elementu Międzygórze i jednostki Śnieżnika wykazują wyraźne powiązania litologiczne i podobne kierunki tektoniczne. Wiąże się to z faktem, że granice strefy łupkowo-paragnejsowej, z wyjątkiem nasunięcia Kletna, uwarunkowane zostały zróżnicowanym nasileniem metasomatycznej granityzacji, która w jednym wypadku doprowadziła do powstania grubooczkowych granitognejsów, w innym natomiast dotknęła serię osadową nieznacznie, nie zacierając jej pierwotnego charakteru.

4. Strefa łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna w stosunku do jednostki Śnieżnika stanowi element niższy, a wyższy w odniesieniu do gnejsów elementu Międzygórze.

Jednostka Starego Miasta

Jednostka Starego Miasta obejmuje wschodnią część regionu Łądko — Śnieżnika. Skały wchodzące w skład tej jednostki tworzą wąską strefę o kierunku SSW—NNE, która ciągnie się od brzeźnego uskoku sudeckiego na północy, po uskok buszyński na południu. Wschodnią granicę jednostki Starego Miasta wyznacza nasunięcie ramzowskie, zachodnią — gnejsy jednostki Śnieżnika. W literaturze geologicznej jednostka Starego Miasta opisywana jest najczęściej pod nazwą strefy Starego Miasta.

Problematyka geologiczna tej strefy, określanej m. in. jako obszar graniczny pomiędzy „silesikiem” a „lugikiem” (Misař 1960), ma bogatą literaturę, w której spotykamy sprzeczne często poglądy dotyczące stratygrafii, tektoniki oraz stosunku omawianej strefy do jednostek sąsiednich.

Nasunięcie ramzowskie wyznaczone przez F. Kretschmera (1897) zinterpretował F. E. Suess (1912) jako przedłużenie nasunięcia moldanubskiego, stanowiącego granicę jednostki moldanubskiej i śląskiej, a także granicę między Sudetami Wschodnimi i Zachodnimi. Do molda-

nubiku zalicza Suess serię Starego Miasta oraz pozostałe utwory Łądko — Śnieżnika.

E. Bederke (1929), zgadzając się z poglądami F. E. Suessa co do wschodniej granicy moldanubskiej serii Starego Miasta, sprzeciwia się koncepcji łączenia jej z pozostałą częścią regionu Śnieżnika. Region ten według niego, zgodnie z poglądami F. Kossmata (1927), odpowiada Rudawom i nie ma nic wspólnego z moldanubikiem. E. Bederke na obszarze tym wydzieliła nie dwie, jak F. E. Suess, lecz cztery różniące się wiekiem i genezą serie skalne:

1. Silesik — krystalinik śląski (Grundgebirge), określane obecnie przez geologów czeskich jako jednostka kepernicko-desenská.

2. Moldanubik — seria Starego Miasta, wydzielona przez P. Květoňa (1951) jako seria velkovrbenska. Seria ta tworzy wschodnią część jednostki Starego Miasta i nie jest reprezentowana na terytorium Polski.

3. Lugik — strefa łupkowa zmetamorfizowana kontaktowo i iniekcyjnie przez intruzję diorytową (granitoidy Gór Żółtych i Białskich). P. Květoň (1951) wydzielił ją jako pasmo łupków Starego Miasta, G. Fischer (1936 a) określił ją, na obszarze stanowiącym dziś terytorium Polski, nazwą łupków łyszczykowych Bieliec.

4. Lugik — ortognejsy masywu Śnieżnika. Odpowiadają one skałom tworzącym wydzieloną przez autora jednostkę Śnieżnika, która występuje pomiędzy strefami łupkowymi Kletna i Bielce.

Wprowadzone przez E. Bederkego określenie seria (strefa) Starego Miasta używane było później w literaturze jako wspólne pojęcie dla wydzielonych przez niego jednostek 2 i 3.

Do wydzielonych przez E. Bederkego jednostek ustosunkowuje się krytycznie L. Kölbl (1930). Sądzi on, że jednostki 2 i 3 wykazują podobny stopień metamorfizmu, i zalicza je do moldanubiku. L. Kölbl porusza również zagadnienie kontaktu pomiędzy jednostką 3 (łupki łyszczykowe i paragnejsy Bieliec) i 4 (jednostka Śnieżnika), twierdząc że pomiędzy tymi jednostkami istnieje kontakt tektoniczny związany z pokulmowym systemem dyslokacji.

Z poglądem tym zgadza się później G. Fischer (1936 a), który przyjmuje tektoniczny kontakt między łupkami Bieliec a leżącymi od nich na północny zachód gnejsami gierałtowskimi. Strefa łupków łyszczykowych Bieliec stanowi według niego dużą synklinę oderwaną od swego podłoża i przesuniętą ku wschodowi.

P. Květoň (1951) serię Starego Miasta rozdziela na dwie jednostki — pasmo łupków Starego Miasta (staroměstské svorove pasmo) i grafitową serię velkovrbenską.

Grafitowa seria velkovrbenska tworzy w okolicach Velkeho Vrbna wyraźną kopułę, co

stwierdził już F. Kretschmer (1897). Na serię tę nasunięte są według P. Květoňa utwory pasma łupków łyszczykowych Starego Miasta wzdłuż nasunięcia vacetyńskiego.

W strefie łupków Starego Miasta P. Květoň wydziela serię monotonną i serię litologicznie urozmaiconą (*pestra serie*). Zdaniem jego nie można ostatecznie rozstrzygnąć, czy występujące w obrębie pesterii serii przeławiczenia grafitowe są pochodzenia sedymentacyjnego wieku algonckiego, czy też są wfałdowanymi skałami kambro-syluru.

Velkovrbenską serię grafitową P. Květoň zalicza do ordowiku i syluru. Dolna część tej serii jest według niego słabiej zmetamorfizowana, w związku z czym K. Zapletal (1950) uważa ją za odwróconą, co jest sprzeczne z poglądami P. Květoňa. Część dolną i górną serii velkovrbenskiej, podobnie jak skały pasma łupków Starego Miasta, K. Zapletal paralelizuje z serią zabrzeską, której przypisuje wiek algoncki, kompleks grafitowy uważa natomiast za sfaldowane skały paleozoiku.

Szereg prac dotyczących strefy Starego Miasta opublikował J. Skácel (1952, 1954, 1956) oraz Skácel i Vosyka (1959). J. Skácel porównuje skały pasma Starego Miasta z proterozoiczną serią zabrzeską. Jednocześnie wyraża pogląd, że występowanie w serii velkovrbenskiej syluru jest problematyczne. Przemawia za tym według niego brak różnic pomiędzy pestrą serią pasma łupków Starego Miasta i serią velkovrbenską, którą z kolei porównywać należy z serią strońską.

Na interesujący nas temat wypowiada się również ostatnio J. Svoboda (1961). Wydzielone przez P. Květoňa pasmo łupków Starego Miasta interpretuje on jako młodoproterozoiczną osłonę antykliny orlicko-kłodzkiej, od której jednak jest ona tektonicznie oddzielona. Drugą jednostkę tektoniczną reprezentuje według J. Svobody velkovrbenska seria grafitowa. Obie jednostki wydzielone pod pojęciem silesiku wchodzi w skład obszaru morawsko-śląskiego. Sąsiadujące od zachodu i oddzielone tektonicznie gnejsy masywu Śnieżnika są zdaniem J. Svobody (1961) częścią obszaru krystaliniku Sudetów Zachodnich, który określa jako *železnohorsko-zapadosudetska oblast*.

Strefa łupków łyszczykowych i paragnejsów w Bielic. Zawarta w granicach Polski część jednostki Starego Miasta, określona jako strefa łupków łyszczykowych i paragnejsów Bielic, stanowi przedłużenie i odpowiednik pasma łupków Starego Miasta wydzielonego przez P. Květoňa.

Utwory reprezentujące omawianą strefę wykazują na terytorium Polski, a szczególnie w okolicy Bielic, odmienne kierunki tektoniczne od obserwowanych w całej jednostce Sta-

rego Miasta. W części północnej strefy Bielic, na północ od uskoku Bielawki, obserwuje się lokalnie stopniowo zachodzącą zmianę kierunków biegu foliacji i warstw skalnych z NE—SW na E—W. W części południowej, a więc na terenie tzw. worka i w okolicach położonych na wschód od Nowej Morawy, panują kierunki NE—SW, które w pobliżu południowej granicy państwa przechodzą w charakterystyczne dla całej jednostki kierunki NNE—SSW.

Północną część omawianej strefy opisał autor (1957) jako element Bielic. Z przebiegu płaszczyn foliacji oraz różniących się litologicznie warstw skalnych wynika, że element Bielic ma charakter obalonej ku południowi antykliny, dla której autor proponuje obecnie nazwę antykliny Bielic. Oś jej wykazuje kierunek W—E z lokalną depresją w okolicy południowego zbocza Czernicy, gdzie pojawia się przegub antykliny. Na obu skrzydłach utwory są ułożone monoklinalnie pod kątem około 40° ku północy. W kierunku granicy elementu Bielic i jednostki Śnieżnika następuje zmniejszanie się kąta upadu. Ostatecznie skały zapadają pod jednostkę Śnieżnika pod kątem 25° .

Część jądrową antykliny Bielic stanowią granitoidy leżące zgodnie wśród skał osłony. Utwory występujące na skrzydłach antykliny wykazują wyraźne zróżnicowanie litologiczne, a ich następstwo w skrzydle północnym przedstawia się następująco:

- 1) gnejsy gieraltowskie jednostki Śnieżnika,
- 2) kwarcyty grafitowe,
- 3) łupki łyszczykowe i paragnejsy z wkładkami gnejsów,
- 4) wapienie, amfibolity i erlany,
- 5) łupki łyszczykowe i paragnejsy z wkładkami gnejsów,
- 6) amfibolity iniekowane i gnejsy,
- 7) granitoidy.

Skrzydło południowe, zredukowane uskokiem Bielawki, zbudowane jest tylko z utworów wymienionych w punktach 4—6. Skrzydło północne zaburzone jest uskokiem Kowadła przebiegającym zgodnie z panującymi tu kierunkami południowo-zachodnimi. Podniesienie obszaru położonego na północ od tego uskoku powoduje ponowne pojawienie się na powierzchni granitoidów występujących na południe od uskoku.

Pozycja tektoniczna granitoidów jest prawdopodobnie analogiczna również w pozostałej części strefy Bielic, na południe od uskoku Bielawki. Skały osłony natomiast mają tektonikę bardziej skomplikowaną i na omawianym terenie tworzą złuskowany fałd. Granitoidy tworzące część jądrową obalonej ku południowemu wschodowi antykliny wykazują kierunek NE—SW. Szerokość ich wychodni wynosi tu około 700 m. W kierunku biegu granitoidy przedłużają się daleko poza terytorium Polski,

towarzysząc skałom strefy Bielic. Granitoidy wykazują bardzo wyraźną teksturę kierunkową, co umożliwia wykonywanie pomiarów biegu i upadu foliacji. Dominują tu kierunki NE—SW; upad skierowany jest ku północnemu zachodowi, podobnie jak w skałach osłony.

Skrzydło północno-zachodnie południowej części antykliny Bielic zbudowane jest z amfibolitów iniekowanych oraz serii łupkowo-paragnejsowej. Utwory te wykazują upad warstw skierowany ku północnemu zachodowi, pod gnejsy jednostki Śnieżnika pod kątem około 45° .

W obrębie skrzydła południowo-wschodniego obserwuje się złuszkowanie elementu antyklinalnego. Linia intersekcyjna powierzchni złuszkowania zaznaczona jest na mapie geologicznej, sama zaś dyslokacja została nazwana uskokiem Iwiny. Powierzchnia jego nachylona jest w kierunku północno-zachodnim pod kątem 45° . Wzdłuż tej dyslokacji nasunięte zostały utwory antykliny Bielic w kierunku południowo-wschodnim.

Skały występujące na południowy wschód od uskoku Iwiny sfałdowane są w formie synkliny, dla której autor proponuje nazwę synkliny Postawnej. Jej południowo-wschodnie skrzydło wykazuje następującą kolejność warstw (od stropu do spągu):

1. Łupki łyszczykowe i paragnejsy, często z dużymi kryształami granatów i staurolitu, z wkładką amfibolitów do 50 m miąższości.

2. Łupki łyszczykowe i paragnejsy z przewarstwieniami amfibolitów oraz wtrąceniami erlanów i wapieni (główne masy amfibolitów w postaci cienkich bardzo licznych przeławień występują w części stropowej).

3. Łupki kwarcytowe z wkładkami kwarcytów jasnych oraz grafitowych.

4. Amfibolity iniekowane i gnejsy, występujące po stronie czeskiej na południowo-wschodnich zboczach Bruska i Postawnej. Na terenie Polski odpowiadają im amfibolity iniekowane i gnejsy stanowiące bezpośrednią osłonę granitoidów.

Skały tworzące synklinę Postawnej wykazują regularnie przebiegającą foliację o kierunku NE—SW, z upadem skierowanym ku południowemu zachodowi. Kąt upadu foliacji jest bardzo zmienny. Ogólnie upad całej serii wynosi $25\text{--}30^\circ$, spotyka się jednak upady bardziej strome lub bardziej łagodne, wynoszące zaledwie kilka stopni. Zmiany kąta upadu związane są z wtórnymi sfałdowaniami występującymi w skrzydle synkliny Postawnej.

Na granicy państwa w okolicy Bruska kwarcyty wykazują łagodny upad foliacji w kierunku przeciwnym do wyżej opisanego, tj. ku południowemu wschodowi. Na południowo-

wschodnich zboczach Bruska i Postawnej (na terenie Czechosłowacji) obserwuje się poziomy układ warstw lub zapadanie warstw w kierunku południowo-wschodnim.

Zmiana kierunku upadu foliacji związana jest z pojawieniem się na wschód od synkliny Postawnej nowego elementu tektonicznego o charakterze antyklinalnym, który stanowi przedłużenie kopuły velkovrbenskiej.

W utworach synkliny Postawnej obserwuje się bardzo wyraźną lineację, której kierunki wahają się w granicach $0\text{--}20^\circ$. Lineacja nachylona jest ku północy pod kątem $5\text{--}30^\circ$. Dostyc często spotyka się również fałdki ciągnione. Orientacja przestrzenna ich osi jest w zasadzie zgodna z przebiegiem lineacji.

Omawiając tektonikę strefy Bielic należy podkreślić silnie zaznaczone na tym obszarze deformacje sztynne. W skali naturalnego odsłonięcia przejawia się to silnym wylaminowaniem skał, które zostawało w związku z przesunięciami, jakie zachodziły często pomiędzy poszczególnymi zróżnicowanymi litologicznie ławicami. Zjawisko to potwierdza się również w obserwacjach mikroskopowych. Występujące tu paragnejsy bogate w kwarc okazują się pod mikroskopem skałami tak silnie zdeformowanymi, że można by je określić jako mylonity.

Od zachodu strefa łupków łyszczykowych Bielic graniczy z gnejsami jednostki Śnieżnika. Granica pomiędzy tymi elementami była interpretowana przez L. Kölbla (1930), G. Fischera (1936 a), P. Květoňa (1951) i J. Svobodu (1961) jako kontakt tektoniczny. Wzdłuż tej linii nasunąć się miały gnejsy jednostki Śnieżnika na łupki łyszczykowe Bielic. Z poglądami tymi wskutek braku kontrargumentów zgodził się również autor w pracy 1957 r. Zaznaczyć jednak należy, że praca ta dotyczyła jedynie najbliższej okolicy Bielic.

Po zbadaniu terenów leżących na południowy wschód od Bielic oraz w oparciu o obserwacje poczynione w odsłonięciach sztucznych wykonanych później bezpośrednio w strefie kontaktowej, okazało się, że granica ta nie ma charakteru granicy tektonicznej. Za interpretacją tą przemawia zgodność przebiegu kontaktu łupków łyszczykowych Bielic z gnejsami Śnieżnika oraz kierunków tektonicznych panujących w obu sąsiadujących jednostkach, brak mylonitów, jakie towarzyszą z zasady innym stwierdzonym liniom tektonicznym, oraz wyraźne zazębianie się i stopniowe przejścia pomiędzy serią łupkową a gnejsami. Występujące na granicy obu elementów kwarcyty grafitowe wykształcone są w postaci masywnych niezdeformowanych skał. Nie stwierdzono natomiast w ogóle charakterystycznych utworów grafitowych, jakie towarzyszą nasunięciu Kletna lub innym dyslokacjom.

W oparciu o wyżej przytoczone obserwacje można podjąć próbę wyjaśnienia niektórych problemów tektonicznych jednostki Starego Miasta.

1. Utwory skalne występujące po obu stronach pasma granitoidów odpowiadają sobie pod względem stratygraficznym i tektonicznym, tworząc skrzydła antykliny Bielic. Rozdzielanie ich, jak uczynili to F. Kretschmer (1897, 1917) i P. Květoň (1951), jest zdaniem autora nieślusne. Omawiane skały najprawdopodobniej łącznie z wydzielaną serią velkovrbenską wchodzi w skład algonckiej serii suprakrustalnej regionu Łądko — Śnieżnika.

2. Granitoidy Gór Złotych i Bialskich pojawiają się na obszarze strefy Bielic w części jądrowej antykliny Bielic.

3. Serie skalne strefy Bielic zapadają jako całość pod gnejsy jednostki Śnieżnika, reprezentując element niższy, i stanowią prawdopodobnie odpowiednik, zarówno stratygraficzny jak i tektoniczny, łupków i paragnejsów strefy Kletna.

4. Łupki i paragnejsy strefy Bielic graniczą pierwotnie z sąsiadującymi od zachodu gnejsami jednostki Śnieżnika, z którymi powiązane są stopniowymi przejściami.

5. Wstępne obserwacje mikrotektoniczne pozwalają wysunąć przypuszczenie, że kompleks skalny tworzący jednostkę Starego Miasta stanowi serię leżącą normalnie.

6. W przeciwieństwie do poglądów G. Fischera (1936), jednostka Starego Miasta reprezentuje zdaniem autora jednostkę wyższego rzędu o charakterze antyklinorialnym, nasuniętą ku południowemu wschodowi na utwory dewonu Sudetów Wschodnich.

7. Jednostka Starego Miasta wykazuje intensywne wtórne sfałdowanie z wergencją południowo-wschodnią. Wśród elementów drugorzędnych w profilu jednostki Starego Miasta wydzielono: antyklinę Bielic, synklinę Postawnej i antyklinę velkovrbenską (po stronie czeskiej).

8. Jednostkę Starego Miasta należy interpretować jako jednostkę ściśle związaną z regionem Łądko — Śnieżnika, z którym ma wspólną historię rozwoju, pomijając oczywiście granitoidy i silniej zaznaczoną przebudowę tektoniczną związaną z orogenezą warwycyjską.

Jednostka Śnieżnika

Jednostka Śnieżnika, obejmująca środkową część górnego dorzecza Białej Łądeckiej, stanowi element tektoniczny wyższego rzędu.

Od wschodu i zachodu ograniczają go strefy łupków łyszczykowych i paragnejsów Kletna i Bielic. W kierunku północnym i południowym jednostka Śnieżnika przedłuża się znacznie poza omawiany obszar (tabl. III).

Skały należące do tej jednostki reprezentowane są głównie przez gnejsy, które dominują wyraźnie nad łupkami i paragnejsami. W obrębie jednostki Śnieżnika wydzielono synklinę Kamienicy, antyklinę Bolesławowa i synklinę Pustosza — Siekierzy.

Synklina Kamienicy. Znajduje się ona w zachodniej części jednostki Śnieżnika, obejmując wzniesienia Młyńsko i Rudka, wschodnie zbocza Stromej i Śnieżnika oraz zachodnie zbocza Rykowska i Zawady. Od zachodu graniczy ona ze strefą łupków łyszczykowych Kletna, od wschodu sąsiaduje z antykliną Bolesławowa — Młynowca.

Synklina Kamienicy zbudowana jest z dwóch kompleksów gnejsów oraz z występujących pomiędzy nimi, zgodnie sfałdowanych łupków łyszczykowych i paragnejsów. Serie skalne tworzące synklinę Kamienicy zanurzają się w kierunku północnym pod leżący nad nimi kompleks łupków łyszczykowych i paragnejsów synklinorium Stronia. W kierunku południowym synklina Kamienicy przedłuża się na teren Czechosłowacji. Bardzo jasny obraz intersekcyjny tej synkliny wyznaczają łupki i paragnejsy. Oś synkliny ma kierunek około 350° i nachylona jest ku północy. W związku z zanurzeniem się osi synklina w kierunku północnym znacznie się poszerza. Łupki łyszczykowe i paragnejsy występują w formie dwóch pasm na skrzydłach synkliny. W jej jądrze pojawiają się gnejsy kompleksu wyższego, tworzące szczytową część gór: Młyńsko i Rudka. W kierunku południowym łupki obu skrzydeł zbliżają się ku sobie i w okolicach przełęczy między górami Młyńsko i Stroma łączą się. Z kolei przedłużają się one w kierunku południowym i w odległości około 2,5 km od przełęczy wychodzą w powietrze.

Łupki łyszczykowe i paragnejsy skrzydła zachodniego biegną od południowej przełęczy Młyńska po dolinę Kleśnicy w miejscowości Kletno, tj. na przestrzeni około 2 km. W dolinie tej obcięte są uskokiem Zawady, a ich przedłużenie poza uskokiem stanowią prawdopodobnie łupki łyszczykowe i paragnejsy występujące wśród gnejsów w Janowej Górze. Szerokość wychodni łupków łyszczykowych i paragnejsów waha się w granicach 100—200 m. Mają one kierunek 330° i zapadają ku wschodowi. W części północnej upad wynosi $25\text{—}55^\circ$ E. W części południowej obserwuje się bardziej stromy upad warstw, $50\text{—}80^\circ$ E.

Podobne łupki łyszczykowe i paragnejsy występują we wschodnim skrzydle synkliny. Biegną one wschodnim zboczem góry Młyńsko w kierunku południkowym na przestrzeni 3 km. Szerokość ich wychodni wynosi 150—450 m. Zapadają ku zachodowi zgodnie z gnejsami leżącymi nad i pod nimi. Podobnie jak na

skrzydle zachodnim, obserwuje się tu zwiększanie kąta upadu od 40° w części północnej do 85° na południowej przełęczy Młyńska.

W południowej części synkliny, w której łupki łyszczykowe i paragnejsy reprezentowane są przez pojedyncze pasmo stanowiące jej część jądrową, oba skrzydła synkliny zapadają ku wschodowi. Kąt upadu foliacji w skrzydle zachodnim wynosi $50\text{--}60^\circ$, w skrzydle wschodnim natomiast jest bardziej stromy i wynosi średnio $70\text{--}80^\circ$. Jak z tego wynika, w części północnej synklina jest prawie symetryczna, w części środkowej przybiera stopniowo formę asymetryczną, a w części południowej ulega obaleniu ku wschodowi.

Zmienne jest również nachylenie osi mikrostruktur. W części północnej lineacja nachylna jest pod kątem 30° ku północy. Ku południowi obserwuje się stopniowe zmniejszanie kąta nachylenia, a w okolicy południowego zakończenia wychodni łupków łyszczykowych i paragnejsów kąt ten wynosi już tylko około 5° . W odległości 1 km na południe od tego punktu obserwuje się nachylenie struktur liniowych w kierunku przeciwnym, tj. ku południowi pod kątem $15\text{--}20^\circ$. Takie ułożenie lineacji wiąże się z poprzeczną elewacją, która przecina tę synklinę w pobliżu południowej granicy państwa.

Niższy kompleks gnejsów w północnej części synkliny występuje, podobnie jak łupki łyszczykowe, w postaci dwóch odrębnych pasm na obu skrzydłach. Znajdują się one w dolnych częściach zboczy góry Młyńsko oraz doliny potoków Kamienicy i Kleśnicy. W części południowej synkliny, występujące na obu skrzydłach, gnejsy łączą się ze sobą. Przekroje wykonane wzdłuż dolin potoków na wschodnim zboczu Śnieżnika (fig. 1) wykazały, że występujące tu gnejsy są bardzo zróżnicowane. Oprócz różnych odmian gnejsów śnieżnickich, występują również gnejsy gierałtowskie oraz gnejsy przejściowe. Wśród gnejsów stwierdzono liczne wkładki łupkowo-paragnejsowe oraz amfibolitowe.

Z licznych pomiarów foliacji wynika, że skały tworzące zachodnie skrzydło synkliny Kamienicy są dość intensywnie pofałdowane. W części szczytowej oraz na wschodnim zboczu Śnieżnika obserwuje się pełny wtórny fałd. Wykazuje on zgodny przebieg z głównym elementem (fig. 3).

Kompleks gnejsów, który leży nad łupkami łyszczykowymi i paragnejsami, występuje tylko w północnej części synkliny Kamienicy, co jest zgodne z intersekcją. Na północ od doliny Kleśnicy gnejsy te rozdzielone są na powierzchni wystąpieniem łupków łyszczykowych i paragnejsów należących do synklinorium

Stronia. Łupki łyszczykowe zjawiające się w osiowej części synkliny Kamienicy dowodzą, że synklina ta przedłuża się w kierunku północnym.

Antyklina Bolesławowa. Element ten wydzielił J. Oberc (1957 a) w okolicach Bolesławowa. Na terenie badanym przez autora obejmuje ona okolice góry Rykowisko, południowy szczyt Zawady oraz najbliższe okolice Nowej Morawy. Od zachodu sąsiaduje z synkliną Kamienicy, od wschodu ogranicza ją synklina Pustosza — Siekierzy.

Autor zbadał tylko południową część antykliny Bolesławowa, która nie przedstawia jasnego obrazu intersekcyjnego. Gnejsy oraz występujące w ich obrębie łupki łyszczykowe i paragnejsy tworzą kilka pasm o kierunku zbliżonym do południkowego. Pasma te poprzecinane są prostopadłymi do ich biegu uskokiemi, powodującymi znaczne przemieszczenia w kierunku poziomym. Biegi foliacji w tej części antykliny wykazują kierunki zbliżone do południkowych, z upadem skierowanym ku zachodowi. Wielkość kąta upadu jest bardzo zmienna, dominują jednak upady $40\text{--}60^\circ$.

Na obszarze południowej części antykliny Bolesławowa obserwuje się nachylenie lineacji w kierunku północnym pod kątem od 10° w części południowej do 20° w części północnej. Stwierdzenie antyklinalnej budowy tego obszaru na podstawie zebranych obserwacji byłoby trudne. Wystarczające jednak na to dowody podaje J. Oberc z terenu leżącego na północ, tj. z okolic Bolesławowa. Na obszarze tym, stanowiącym bezpośrednie przedłużenie badanego przez autora terenu, obserwuje się zanurzenie serii skalnych tworzących część jądrową antykliny Bolesławowa, pod szeroko rozprzestrzeniony na powierzchni kompleks gnejsowy. Gnejsy z kolei w dolinie Młynówki zanurzają się pod łupki łyszczykowe i paragnejsy synklinorium Stronia.

Synklina Pustosza — Siekierzy. Podobnie jak antyklina Bolesławowa, synklina Pustosza — Siekierzy tylko częściowo wchodzi na obszar badany przez autora. Skrzydło zachodnie synkliny oraz część osiową biegnącą wzdłuż linii łączącej wzgórze Pustosza i Siekierza zbadał J. Oberc (1957 a). W okolicy Siekierzy występuje przegub synklinalny, zaznaczający się w przebiegu foliacji i linii intersekcyjnej elementów litologicznych. Zgodnie z nachyleniem osi mikrostruktur synklina poszerza się ku północy.

Autor na swoim terenie mógł zapoznać się tylko z budową skrzydła wschodniego oraz z południową częścią synkliny.

Od wschodu synklina Pustosza — Siekierzy sąsiaduje z antyklinalną strefą łupków łyszczykowych i paragnejsów Bielic. Linia rozdzie-

lająca te elementy przebiega od granicy państwa na południu, przez zbocza Skalnej, Rudawca, Czernicy, Płoski, Bielskiej Kopy i przez południowe zbocza góry Pośrednia przechodzi na teren Czechosłowacji.

Wschodnie skrzydło synkliny Pustosza — Siekierzy wykazuje regularny przebieg foliacji w kierunku NE—SW. Zmiana zachodzi tylko w części południowej, w okolicy góry Płoszczyniec i przełęczy Płoszczyna, gdzie pojawiają się kierunki foliacji zbliżone do południkowych. Upady powierzchni foliacji zwrócone są na północny zachód lub na zachód pod kątem 20—50°. Gnejsy oraz łupki łyszczykowe i paragnejsy wschodniego skrzydła synkliny występują w formie naprzemianległych warstw. Profil wschodniego skrzydła synkliny przedstawia się następująco (od góry):

gnejsy śnieżnickie osiowej części synkliny o nie dającej się ustalić miąższości,
100—200 m — łupki łyszczykowe i paragnejsy,
80—300 m — gnejsy gieraltowskie i gnejsy śnieżnickie,

60—130 m — łupki łyszczykowe i paragnejsy,
80—250 m — gnejsy gieraltowskie,
80—300 m — łupki łyszczykowe i paragnejsy,
400—450 m — gnejsy gieraltowskie,
0—40 m — łupki łyszczykowe i paragnejsy z kwarcytami grafitowymi,
100—150 m — gnejsy gieraltowskie.

Z powyższego profilu wynika, że istnieją duże wahania miąższości w obrębie poszczególnych typów litologicznych tworzących synklinę Pustosza — Siekierzy. Zmiany miąższości układających się zgodnie poziomów litologicznych zachodzą stopniowo i są nawzajem kompensowane.

Przykładem zgodnego ułożenia może być cienki pas łupków łyszczykowych i paragnejsów występujących w obrębie gnejsów gieraltowskich wzdłuż wschodniej granicy synkliny. Szerokość tego pasa dochodzi do 90 m, a miejscami spada do zera. Łupki stanowią prawdopodobnie pewien poziom przewodni. Przemawiają za tym występujące w nich wkładki kwarcytów i łupków grafitowych. Kwarcyty

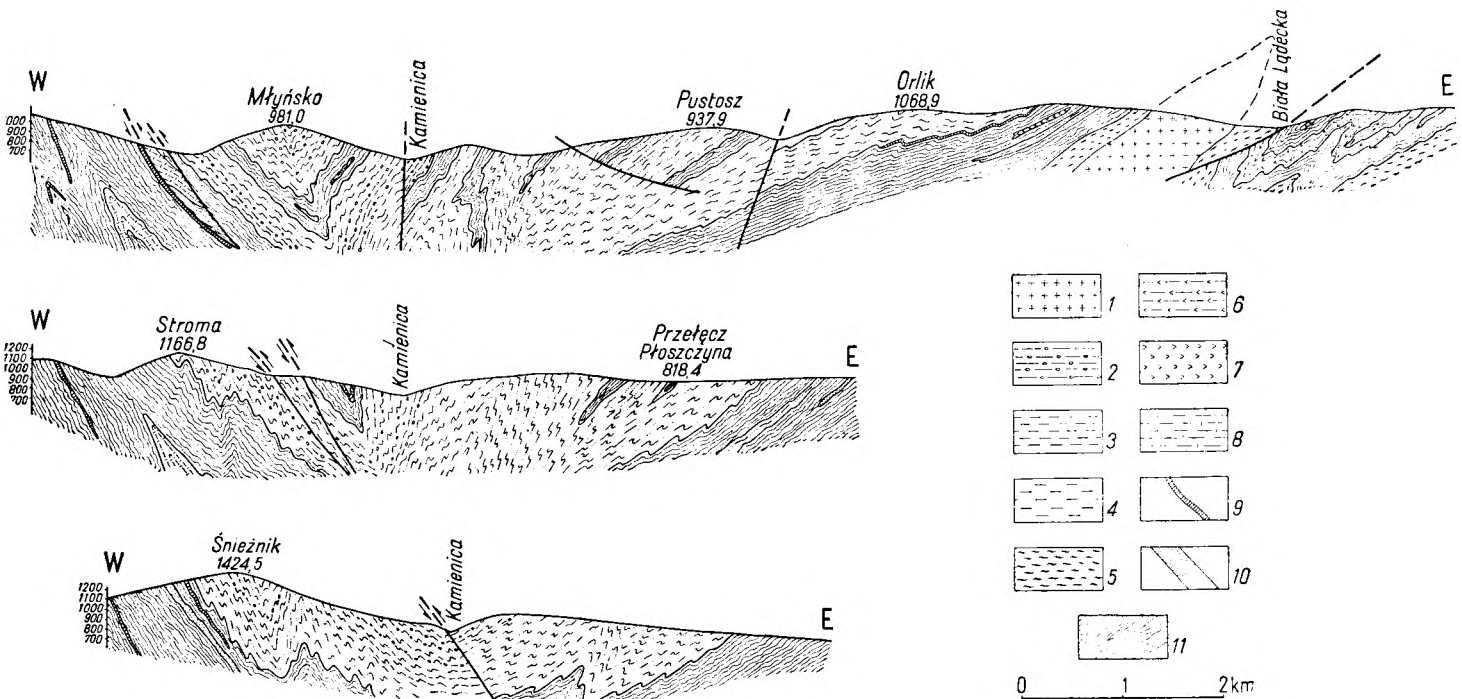


Fig. 3

Przekroje geologiczne przez okolice górnego dorzecza Białej Łądeckiej

Skaly magmowe cyklu waryscyjskiego: 1 — granitoidy. Prekambry: 2 — gnejsy Śnieżnika, 3 — gnejsy przejściowe, 4 — gnejsy gieraltowskie, 5 — amfibolity iniekowane i gnejsy, 6 — amfibolity i paragnejsy (nierozdzielone), 7 — amfibolity, 8 — wapień i erlany, 9 — kwarcyty granitowe, 10 — kwarcyty, 11 — łupki łyszczykowe i paragnejsy

Geological profiles through the upper basin of the Biała Łądecka stream

Magmatic rocks of the Variscan cycle: 1 — granitoids. Precambrian: 2 — Śnieżnik gneisses, 3 — transition gneisses, 4 — Gieraltów gneisses, 5 — „injected amphibolites” and gneisses, 6 — amphibolites and paragneisses (in general), 7 — amphibolites, 8 — limestones and erlans, 9 — graphite quartzites, 10 — quartzites, 11 — mica schists and paragneisses

stwierdzono na przełęczy Płoszczyna, w okolicy Płoski i Bielskiej Kopy oraz na południe od Czartowca. Zaznaczyć należy, że są to jedyne wystąpienia kwarcytów na terenie jednostki Śnieżnika i trudno byłoby przyjąć, że reprezentują one różne poziomy, i że w tym samym pasie łupkowym pojawiają się przypadkowo.

Mało skomplikowany obraz wschodniego skrzydła synkliny jest najprawdopodobniej wynikiem monoklinalnej budowy. Brak jest zapewne również większych wtórnych sfałdowań. Skrzydło zachodnie objęte zostało badaniami autora tylko w części południowej i na małym odcinku. Powierzchnie foliacji wykazują tu kierunki NNW—SSE z upadem 20—50° W.

Najbardziej skomplikowaną budowę synkliny Pustosza — Siekierzy obserwuje się w okolicy Pustosza poza terenem badań autora. Brak tu zgodności przebiegu poszczególnych stref gnejsowych i łupkowych z powierzchnią foliacji. Komplikacje te spowodowane są zapewne tektoniką uskokuwą. Zawarte pomiędzy uskokami bloki są poprzemieszczane względem siebie i ścięte do różnych poziomów intersekcyjnych. Jest to stosunkowo najslabiej odsłonięta część terenu.

Próba interpretacji tektonicznej jednostki Śnieżnika i jej stosunku do strefy Bielic i Kletna

Wydzielona między strefami łupkowymi Bielic i Kletna jednostka Śnieżnika o przebiegu południkowym przedłuża się znacznie poza teren badany przez autora oraz poza terytorium Polski.

Jednostka Śnieżnika poprzecinana jest poprzecznymi liniami tektonicznymi. Dwie najważniejsze to strefa tektoniczna Białej Łądeckiej oraz uskoku Bielawki. Dzielą one jednostkę Śnieżnika w granicach Polski na trzy fragmenty. Pierwszy rozprzestrzenia się na południe od uskoku Bielawki, drugi jest zawarty pomiędzy uskoku Bielawki a strefą tektoniczną Białej Łądeckiej, trzeci obejmuje obszar położony na północ od tej strefy.

W interpretacji tektonicznej jednostki Śnieżnika na pierwszy plan wysuwają się następujące zagadnienia:

1. Łączna interpretacja wydzielonych elementów, tj. synklin Kamienicy i Pustosza — Siekierzy oraz antykliny Bolesławowa.

2. Stosunek jednostki Śnieżnika do sąsiadujących z nią stref łupkowych Bielic i Kletna.

3. Powiązanie tektoniki obszarów oddzielonych uskoku Bielawki i strefą tektoniczną Białej Łądeckiej.

Szczegółową interpretację tektoniki obszaru wydzielonego pod nazwą jednostki Śnieżnika

spotyka się w pracach G. Fischera (1936) i J. Oberca (1957 a, 1958 a).

Poglądy przedstawione przez G. Fischera wpływają z przyjętej przez niego stratygrafii. Gnejsy gierałtowskie oraz łupki występujące w okolicach Bolesławowa interpretował on jako antyklinę zanurzającą się ku północy. Strefy łupkowe Bielic i Kletna rozpatrywał G. Fischer jako elementy synklinalne. Duże znaczenie w budowie regionu przypisywał uskoku Bielawki. Według niego w uskoku Bielawki objawia się bardzo stara dyslokacja o znacznej amplitudzie, ponieważ w kopułach gnejsowych na północ od tego uskoku nie występują skały serii Młynowca, a koło Gierałtowa pojawia się szeroka masa granulitów. Obszary położone na północ od uskoku musiały być względnie podniesione i głęboko zerodowane już przed intruzją gnejsów Śnieżnika.

Interpretacja tektoniczna przedstawiona przez J. Oberca (1957 a) oparta była na założeniu, że gnejsy śnieżnickie przedstawiają ciała pierwotnie intruzyjne.

W budowie jednostki Śnieżnika bierze udział, według tego autora, szereg płyt gnejsów śnieżnickich przedzielonych strefami łupków łuszczkowych lub gnejsów gierałtowskich, z nich powstałych. Każda płyta gnejsów z leżącą ponad nią osłoną łupków lub gnejsów gierałtowskich stanowi zdaniem J. Oberca oddzielną jednostkę tektoniczną.

W pracy z 1958 r. J. Oberc (1958 a) wypowiedział się na temat tektoniki obszaru położonego na południe od strefy dyslokacyjnej Białej Łądeckiej. W pracy tej przyjmuje, że masy gnejsowe występujące między strefami łupkowymi Kletna i Bielic tworzą synklinę. Przeprowadza również dyskusję na temat dwóch możliwości jej powstania.

Interpretacja autora jest jednak nieco odmienna od wniosków, jakie przedstawił J. Oberc w cytowanych pracach. Obszarem wyjściowym do interpretacji tektoniki jednostki Śnieżnika był dla autora obszar położony między granicą państwa na południu a strefą tektoniczną Białej Łądeckiej na północy. Zjawiska, które stanowiły podstawę do interpretacji, można ująć w następujących punktach.

1. Foliacja wykazuje kierunki zbliżone do kierunku południkowego. Lokalnie obserwowane znaczne odchylenia od tego kierunku związane są z przegubami synklin i antyklin lub z poprzecznymi uskukami.

2. Zmianę kierunku upadu foliacji w jednostce Śnieżnika obserwuje się wzdłuż linii pokrywającej się z osią synkliny Kamienicy. Na obszarach leżących na zachód od tej linii upady skierowane są ku wschodowi, natomiast na obszarach leżących na wschód — ku zachodowi. Takie stosunki panują od okolic Bolesła-

wowa na północy, po granicę państwa na południu, a także na terytorium Czechosłowacji.

3. Lineacja, podobnie jak foliacja, wykazuje azymuty zbliżone do południkowych. Na obszarach, w których kierunek biegu foliacji odchyła się nawet znacznie od południkowego, lineacja utrzymuje zazwyczaj swój kierunek, wykazując jedynie większy kąt nachylenia.

4. Osie fałdków ciągniętych i pozostałych struktur liniowych nachylone są ku północy w części północnej terenu, a ku południowi w części południowej. Strefa, w której następuje zmiana kierunku upadu lineacji, reprezentuje znaczną elewację. Oś tej elewacji przebiega od okolicy Międzygórze przez północne zbocza Śnieżnika, sięgając po kopułę Velkeho Vrba na terytorium Czechosłowacji. Dla elewacji tej, przechodzącej poprzecznie przez region Łąka — Śnieżnika autor proponuje nazwę elewacji Międzygórze — Velke Vrba.

5. Kolejnym charakterystycznym zjawiskiem jest zmiana szerokości wychodni skał wchodzących w skład jednostki Śnieżnika. Maksymalne zwężenie obserwuje się na elewacji, gdzie szerokość jej wynosi zaledwie 4,2 km. W kierunku generalnych depresji na północy i południu jednostka znacznie się poszerza osiągając w okolicy Kletna szerokość 10 km, a w okolicy Starego Miasta 8 km.

6. Zgodnie z poszerzaniem się jednostki w kierunku pojawiającej się na północy depresji, obserwuje się również poszerzanie wchodzących w jej skład elementów synklinalnych Kamienicy oraz Pustosza — Siekierzy.

Na obszarze Starej Morawy, Młynowca oraz na północ od góry Młyńsko, gdzie obserwuje się zanurzenie gnejsów jednostki Śnieżnika pod serią łupkową tworzącą synklinorium Stronia, zachodzi wyraźna zgodność tektoniczna pomiędzy tymi kompleksami skalnymi. Wydzielone w obrębie jednostki Śnieżnika elementy tektoniczne zaznaczają się wyraźnie w przebiegu intersekcji powierzchni granicznej gnejsów jednostki Śnieżnika i leżących wyżej łupków synklinorium Stronia. Najdalej ku północy sięgają gnejsy antykliny Bolesławowa. W częściach osiowych synkliny Kamienicy oraz Pustosza — Siekierzy wychodnie gnejsów cofają się ku południowi, a na ich miejsce pojawiają się łupki i paragnejsy synklinorium Stronia.

Na południu, w części elewowanej wymienione wyżej elementy tektoniczne znacznie się zwężają lub znikają zupełnie. W miejscu maksymalnego zwężenia jednostki Śnieżnika rolę osi jednostki przyjmuje oś synkliny Kamienicy. W części tej obserwuje się małe nachylenie lub prawie poziome ułożenie foliacji, co potwierdza pogląd o istniejącym tu przegubie synklinalnym.

7. Na terenie omawianej części jednostki Śnieżnika, w obrębie synkliny Kamienicy, antykliny Bolesławowa i synkliny Pustosza — Siekierzy litologiczne odmiany skalne oraz ich przestrzenne ułożenie jest analogiczne. Przy założeniu, że serie skalne wchodzące w skład jednostki Śnieżnika mają położenie normalne, otrzymamy następujący profil litologiczny. Dolną część profilu stanowią głównie gnejsy gierałtowskie z podrzędnymi wkładkami gnejsów Śnieżnika i gnejsów przejściowych oraz łupków łyszczkowych i paragnejsów. Część środkowa profilu wykształcona jest w postaci naprzemiennie występujących gnejsów oraz łupków łyszczkowych i paragnejsów, które tu przeważają. Górna część zbudowana jest z gnejsów śnieżnickich lub gnejsów przejściowych. Cienkie przeławicenia gnejsów gierałtowskich występują tu raczej rzadko.

Wyżej podane ogólne zróżnicowanie i następstwo warstw obserwowane są na skrzydłach elementów tektonicznych wchodzących w skład jednostki Śnieżnika jak również wzdłuż ich części osiowych.

8. Wschodnia i zachodnia granica jednostki Śnieżnika wykazuje znaczne podobieństwo. W obu przypadkach skały wchodzące w skład tej jednostki, pomijając nasunięcie Kletna, kontaktują normalnie z sąsiadującymi strefami łupkowo-paragnejsowymi. Zapadające pod jednostkę Śnieżnika kompleksy łupkowe zawierają podobne zespoły litologiczne i wykazują zbliżone następstwo warstw.

9. Uskok Bielawki, przecinający poprzecznie jednostkę Śnieżnika, powoduje pojawienie się na powierzchni obok siebie różnych poziomów intersekcyjnych. Po obu stronach uskoku zidentyfikować jednak można te same elementy strukturalne.

10. Strefa tektoniczna Białej Łądeckiej nie przecina całej jednostki Śnieżnika, wygasa już w okolicach Nowego Gierałtowa. Granulity występujące na północ od strefy Białej Łądeckiej stanowią jedyny element różniący przeciwległe tereny. Obserwuje się natomiast identyczne kierunki tektoniczne i wykształcenie litologiczne pozostałych odmian skalnych.

Wyżej podane obserwacje skłaniają autora do przypuszczenia, że jednostka Śnieżnika, w przeciwieństwie do istniejących dotychczas poglądów, nie stanowi elementu antyklinalnego, lecz przedstawia jednostkę wyższego rzędu o charakterze synklinorialnym.

Jako elementy drugorzędne składają się na nią: synkliny Kamienicy, antyklina Bolesławowa i synkliny Pustosza — Siekierzy. Elementy te nie są jednakowo zindywidualizowane wzdłuż całej jednostki. Antyklina Bolesławowa, wyraźnie zaznaczona w okolicy Bolesławowa,

rozplaszcza się i zanika w pobliżu granicy państwa. Trudna w tym miejscu do interpretacji synklina Pustosza — Siekierzy rozbudowuje się wyraźnie w kierunku północnym. Jest to spowodowane tym, że na granicy państwa przebiega strefa elewowana, dzięki czemu można tu obserwować najgłębszy poziom intersekcyjny. Na elewacji zachował się tylko element zasadniczy jednostki Śnieżnika, jakim jest synklina Kamienicy. Przy takim ujęciu łupki łyszczykowe i paragnejsy strefy Bielicy i Kletna stanowią w stosunku do jednostki Śnieżnika element leżący niżej. Łupki łyszczykowe i paragnejsy synklinorium Stronia, pod które zanurzają się utwory jednostki Śnieżnika, reprezentują element wyższy.

Granice pomiędzy gnejsami jednostki Śnieżnika a otaczającymi je elementami łupkowymi, pomijając nasunięcie Kletna, nie mają natury tektonicznej. Serie skalne elementów łupkowych i jednostki Śnieżnika powiązane są litologicznymi odmianami przejściowymi. Powiązania te przemawiają za pierwotnym charakterem powierzchni granicznych. Jest to zrozumiałe, gdyż gnejsy jednostki Śnieżnika wywodzą się z tej samej serii suprakrustalnej.

Nie można oczywiście wykluczyć możliwości, że na terenach nie objętych badaniami autora granice jednostki Śnieżnika mogą wykazać lokalnie naturę tektoniczną. Stwierdzenie takie, podobnie jak i istnienie nasunięcia Kletna, nie powinno jednak zmienić przedstawionego poglądu na temat ogólnego stosunku jednostki Śnieżnika do jednostek z nią sąsiadujących.

Jak już poprzednio wspomniano, na obszarach oddzielonych uskokiem Bielawki, można wyznaczyć te same elementy tektoniczne. Skrzydło północne uskoku zostało wydzwignięte ku górze. W związku z tym pojawia się tu ponownie na powierzchni część przegubowa synkliny Pustosza — Siekierzy zbudowana z gnejsów, które w południowym skrzydle uskoku w okolicach Młynowca zapadają pod łupki łyszczykowe i paragnejsy synklinorium Stronia (tabl. III). Podobna sytuacja panuje również na przeciwległych skrzydłach strefy uskoku Białej Łądeckiej. Obszar leżący na północ od strefy Białej Łądeckiej można zdaniem autora interpretować jako bezpośrednio przedłużenie opisanych poprzednio elementów rozciągających się w kierunku południowym.

W związku z tym należy przyjąć, że granulity i eklogity okolic Gierałtowa zjawiają się w części jądrowej elementu synklinalnego, co stanowi wniosek zupełnie odmienny od dotychczasowych poglądów. Taka interpretacja budzić może pewne zastrzeżenia, ponieważ skały te, jako utwory o najwyższym stopniu metamorfizmu w regionie Łądka — Śnieżnika, uważane

były do tej pory za najgłębszy jego element. Z drugiej jednak strony skały eklogitowe, znane z obszaru występowania granulitów, stwierdzone zostały przez autora we wschodnim skrzydle synkliny Pustosza — Siekierzy, a więc w terenie który byłoby trudno interpretować w podobny sposób. Poruszony problem wyjaśnia jednak, zdaniem autora, K. Smulikowski (1960 b) w pracy poświęconej zagadnieniu facji eklogitowej. W rezultacie swoich badań dochodzi on do wniosku, że eklogity mogą występować wewnątrz kompleksów skalnych nie należących do facji eklogitowej w klasycznym ujęciu Eskoli. Zdaniem K. Smulikowskiego (1960 b) powstanie eklogitów uwarunkowane jest głównie pierwotnym składem skał oraz chemizmem frontu metasomatycznego. W przeciwieństwie do istniejących poglądów stwierdza on, że do powstania eklogitów nie są potrzebne specjalnie wysokie ciśnienia i temperatury.

Przedstawiona uprzednio geometryczna interpretacja jednostki Śnieżnika nie uwzględnia zagadnienia, czy tworzące ją serie skalne należy interpretować jako masę autochtoniczną, czy też jako wycinek wielkich mas nasuniętych, tworzących leżące fałdy lub kry.

W pierwszym wypadku serie skalne wykazywałyby położenie normalne, w drugim natomiast znaczna ich część mogłaby być odwrócona. Hipoteza druga, być może bardziej spodziewana w tym typie budowy, jaki reprezentuje region Łądka — Śnieżnika, jest niemożliwa do udowodnienia drogą dostępnych metod badawczych. Przyjęcie pierwszej lub drugiej hipotezy nie wpływa jednak na przestrzenną interpretację istniejących form tektonicznych obserwowanych w dzisiejszym poziomie intersekcyjnym.

USKOKI I NASUNIĘCIA

Dyslokacje stwierdzone na badanym obszarze i ujęte kartograficznie reprezentują zapewne tylko część istniejących tu deformacji tego typu. Wpływa na to słabe zróżnicowanie litologiczne skał oraz nierównomierne odkrycie terenu. Obserwacje linii dyslokacyjnych wskazują, że przebiegają one w różnych kierunkach.

Znacznie trudniejsze lub wręcz niemożliwe jest datowanie deformacji. Jedyne utwory, które mogą służyć do tego celu, są górno-dewońskie lub dolnokarbońskie zlepieńce z Kletna oraz granitoidy związane z orogenezą waryscyjską. Dotyczy to jednak uskoku istniejących na obszarze występowania wspomnianych skał. Na pozostałych obszarach brak jest serii skalnych, które by umożliwiły chociażby przybliżone określenie ich wieku.

Z interpretacji szkicu tektonicznego środkowej części metamorfiku Łądka — Śnieżnika

(tabl. III) wynika, że najczęściej reprezentowane są linie dyslokacyjne wykazujące kierunek NW—SE. Kolejną pod względem ilościowym grupę stanowią uskoki o kierunku W—E, a następnie NE—SW. Najmniej pospolite są dyslokacje wykazujące kierunki N—S. Kierunki te są najtrudniejsze do stwierdzenia w związku z południkowym przebiegiem elementów tektonicznych.

Grupa uskóków NW—SE. Do najważniejszych linii dyslokacyjnych o kierunku NW—SE należy nasunięcie Kletna.

Zgodnie z podziałem linii nasunięcia na trzy odcinki, jego szczegółowy opis rozpocznie od odcinka środkowego. Tę część nasunięcia można było najlepiej poznać dzięki wyrobiskom nieczynnej dziś kopalni fluorytu w Kletnie. Linia intersekcyjna nasunięcia wykazuje kierunek zbliżony do przebiegu wydzieleni litologicznych. W części północnej można ją obserwować pomiędzy gnejsami jednostki Śnieżnika a serią łupkową strefy Kletna, w części południowej wchodzi ona nieznacznie w obręb serii łupkowej, ukazując się między łupkami łuszczycowymi a wapieniami.

Najwięcej materiałów dotyczących szczegółów związanych z nasunięciem zebrano w sztolniach kopalnianych nr 21, 11, 22 i 13 (fig. 2). Powierzchnia nasunięcia w sztolni 21 wykazuje kierunek 340° z upadem 40° NE. W spągu nasunięcia występują zlepieńce z Kletna, w stropie — zmylonityzowane gnejsy. Dokładny profil sztolni podano w rozdziale omawiającym zlepieńce.

Związane z dyslokacją Kletna procesy kataklazy i mylonityzacji rozwinięte są na dużą skalę. Prawie zupełne zniszczenie pierwotnej tekstury i struktury gnejsów obserwuje się na przestrzeni około 30 m od powierzchni nasunięcia. W profilu sztolni analogiczne strefy kataklazytów i mylonitów o różnej grubości pojawiają się ponadto w gnejsach słabiej zdeformowanych. Oprócz stref mylonitów występujących niezgodnie, obserwuje się również warstewki mylonitów kilkucentymetrowej miąższości, podkreślające uławicenie gnejsów. Powstały one w wyniku ruchu, jaki zachodził pomiędzy poszczególnymi ławicami gnejsowymi. Najrówniej i najdrobniej zmielone, a przez to najbardziej jednorodnie wykształcone są mylonity obserwowane w sztolni nr 11, które tworzą w pobliżu nasunięcia strefę kilkunastometrowej miąższości. Upodabniają się one do grubych równoziarnistych piaskowców. Podobne mylonity stwierdzono również w sztolniach nr 22 i 13.

Zachodni kierunek ruchu nasuwających się mas skalnych potwierdzają rysy tektoniczne oraz sposób ciągnięcia warstw na licz-

nych drugorzędnych powierzchniach dyslokacyjnych. równoległych do nasunięcia głównego. Dyslokacje te charakteryzują się tym samym kierunkiem ruchu, lecz mniejszą amplitudą przemieszczeń. Obrazuje to najlepiej przekrój wykonany przez sztolnię nr 22 (fig. 3), gdzie widać cztery tego rodzaju linie dyslokacyjne. Liniom tym towarzyszą kataklazyty i mylonity, rozwinięte wprawdzie na mniejszą skalę, ale wykształcone analogicznie jak przy nasunięciu głównym. Dyslokacje te, powodujące w profilu sztolni nr 22 naprzemianległe pojawianie się wapieni i gnejsów, zostały stwierdzone również w pozostałych sztolniach.

Występowanie obok nasunięcia zasadniczego szeregu równoległych złuskowań powoduje powstanie strefy tektonicznej, którą w odróżnieniu od nasunięcia Kletna można by nazwać strefą tektoniczną Kletna.

Stwierdzone w spągu nasunięcia zlepieńce, którym autor przypisuje wiek górnodewoński lub dolnokarboński sugerują wiązanie nasunięcia Kletna z jedną z faz bretońskich lub z fazą sudecką. Historia rozwoju nasunięcia Kletna nie jest jednak związana z pojedynczą fazą tektoniczną. Strefa tektoniczna Kletna ma prawdopodobnie stare założenia, wznowienie zaś ruchów spowodowało nasunięcie gnejsów na zlepieńce niemetaforiczne, a pewne obserwacje wskazują, że zachodziły tu jeszcze później co najmniej trzykrotnie ruchy potomne. O tych przemieszczeniach potomnych świadczą kolejne deformacje trzech generacji żył, które stwierdzono w sztolni nr 21 w obrębie mylonitów gnejsowych. Generację najstarszą reprezentują żyły skaleniowo-kwarcowe, młodszą żyły kwarcowe, a najmłodszą kalcytowe.

Pozostaje jeszcze do omówienia mineralizacja oraz utwory żyłowe stwierdzone w serii paragnejsowo-łupkowej na pozostałym terenie kopalni na wschód od nasunięcia. Strefowa budowa występujących tu żył wykazuje następstwo: skażeń, kwarc, fluoryt, kalcyt. Zaznaczyć należy, że tak wykształcone żyły nie występują w bezpośrednim sąsiedztwie nasunięcia, czego w silnie spękanej strefie można by oczekiwać. Z kolei należy stwierdzić, że utwory żyłowe wykazują deformacje znacznie większe od sporadycznie stwierdzonych słabiej rozwiniętych żył w obrębie mylonitów sztolni nr 21. Wyżej podane obserwacje wskazują, że żyły skaleniowo-kwarcowo-fluorytowe są starsze od nasunięcia Kletna i od żył występujących w obrębie związanych z nim mylonitów. Ich powstanie przypada prawdopodobnie na okres poprzedzający nasunięcie Kletna.

Ostatecznie można przypuszczać, że rozwój strefy tektonicznej Kletna rozpoczął się w późnym kaledoniku i poprzez orogenezę waryscyj-

ską trwał z wieloma przerwami po ruchy saksońskie.

Południowy odcinek nasunięcia Kletna przebiega w obrębie gnejsów jednostki Śnieżnika, ścinając skośnie istniejące w niej formy tektoniczne. Przebieg jego podkreślają wydzwignięte od dołu wapienie krystaliczne występujące w obrębie gnejsów. Ponadto w omawianej strefie stwierdzono w zwietrzelinie okrucy kwarcu żyłowego i różnorodnych gnejsów mylonitycznych.

Północny odcinek nasunięcia Kletna przebiega od okolic Janowej Góry na południu po okolicę Marcinkowa na północy.

Bezpośredni kontakt mas nasuniętych ze skałami podłoża został tu odkryty w rowach, w których obserwowano charakterystyczne ily grafitowe oraz dość grubą strefę mylonitów o trudnym do zidentyfikowania materiale wyjściowym. Obserwacje te poczyniono tylko w dolinie potoku Janówek. Dalszy przebieg nasunięcia w kierunku północno-zachodnim jest trudniejszy do ścisłego wyznaczenia. Za obecnością jego przemawia w tej okolicy pojawienie się północno-zachodniego kierunku foliacji, który można by tłumaczyć koniecznością dostosowania foliacji do kierunku dyslokacji.

Pełniejsze dowody istnienia nasunięcia odnajduje się dopiero w okolicy Marcinkowa. W kilku sztucznych odsłonięciach obserwowano ponownie strefę grafitową oraz mylonity. W sumie północny odcinek strefy tektonicznej Kletna, mimo słabszego aniżeli na terenie kopalni udokumentowania, może być wyznaczony przynajmniej w przybliżeniu.

Reasumując należy stwierdzić, że strefa tektoniczna Kletna reprezentuje w regionie Łądko — Śnieżnika jedną z największych linii tektonicznych. Dzięki nasunięciu Kletna zachowały się, nie znane do tej pory w tym regionie, niezmetamorfizowane skały paleozoiczne.

Ważną linią tektoniczną w regionie Łądko — Śnieżnika jest również uskoku Bielawki o kierunku WNW—ESE. Przecina on na całej szerokości strefę łupków łyszczkowych Bieliec i jednostkę Śnieżnika. Powierzchnia zrzutu tego uskoku jest niemal pionowa. Na południe od Bieliec poziome przesunięcie warstw odpowiadających sobie na obu skrzydłach uskoku wynosi około 2,5 km. Kierunek tego przesunięcia z uwzględnieniem panującego w skałach nachylenia foliacji wskazuje, że skrzydłem podniesionym jest obszar położony na północny wschód od linii uskoku. Przy założeniu poślizgu pionowego amplituda uskoku wynosi ponad 1000 m.

Punktem wyjścia do określenia wieku uskoku Bielawki jest fakt, że przecina on granitoidy. W związku z tym można by go wiązać z jedną

z faz orogenezy waryscyjskiej. O ewentualnych starszych założeniach oraz ruchach potomnych nic konkretnego powiedzieć nie można.

Zdecydowany kierunek NW—SE wykazuje też uskoku Czernicy. Ciągnie się on na przestrzeni około 3 km, przecinając część jednostki Śnieżnika oraz strefę łupków Bieliec łącznie z granitoidami. Uskok ten jest prawdopodobnie równowiekowy z uskokiem Bielawki. W porównaniu z uskokiem Bielawki ma on znacznie mniejszą amplitudę; wyniesione jest skrzydło południowo-zachodnie. W części północnej na zachód od Gierałtowskiej Kopy przebieg uskoku sugeruje jego strome nachylenie w kierunku południowo-zachodnim, natomiast w części południowej intersekcja wskazuje, że powierzchnia uskoku jest w dalszym ciągu stroma, lecz zapada w przeciwnym kierunku.

Kierunki NW—SE mają również uskoki Rudawca i Solca. Powodują one przerwanie ciągłości granicy gnejsów jednostki Śnieżnika i łupków strefy Bieliec oraz obniżenie zawartości między nimi obszaru.

Grupa uskuków W—E. Jednym z najważniejszych uskuków wykazujących kierunek W—E jest uskoku Kowadła. Uskok ten, obserwowany na terenie Polski na przestrzeni około 3 km, przebiega zgodnie z biegiem wydzieleń litologicznych. W kierunku wschodnim przedłuża się on daleko na teren Czechosłowacji, gdzie wskutek zmiany kierunku foliacji przecina poprzecznie warstwy skalne. Obszar położony na północ od uskoku został wyniesiony, co powoduje ponowne pojawienie się na powierzchni granitoidów, amfibolitów iniekowanych, paragnejsów i łupków łyszczkowych, które w skrzydle obniżonym (południowym) zapadają w kierunku uskoku.

Uskok Zawady ciągnie się na przestrzeni około 7 km od okolic Janowej Góry na zachodzie po okolice Bolesławowa na wschodzie. Powierzchnia tego uskoku nachylona jest ku północy. Wschodnią część uskoku skartował J. Oberc (1957 a, 1958 a), który wprowadził również nazwę tego uskoku. Bliższe scharakteryzowanie amplitudy uskoku i kierunku ruchu mas skalnych na całej jego rozciągłości jest trudne. W zachodnim odcinku uskoku obniżone zostało skrzydło północne. Jest rzeczą ważną, że uskoku ten powoduje pewne przesunięcie linii intersekcyjnej nasunięcia Kletna.

Z grupy uskuków o kierunku W—E należy jeszcze wymienić uskoki Rykowiska i Stromej, brak jest jednak danych do bliższej ich charakterystyki.

Przy dyslokacjach wykazujących kierunki W—E wymienić też można uskoku Nowego Gierałtowa. Wprawdzie na terenie badanym przez autora ma on przebieg zbliżony do kierunku

NW—SE, to jednak dalej na zachód, na obszarze badanym przez J. Oberca (1957 a, 1958 a), wykazuje kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Płaszczyzna tego uskoku nachylona jest pod kątem 50—70° N. Jest to uskoku inwersyjny, ponieważ podniesione zostało skrzydło północne.

Grupa uskoku w NE—SW. Występujący w południowo-wschodniej części terenu inwersyjny uskoku Iwiny przebiega równolegle do panujących tu kierunków tektonicznych. Wzdłuż niego nastąpiło złuskowanie fałdu i nasunięcie antykliny Bielic na synklinę Postawnej. Powierzchnia uskoku zapada w kierunku północno-zachodnim pod kątem 45°. Występujące w pobliżu uskoku łupki łuszczkowe wykazują silne wylaminowanie, amfibolity zaś uległy mylonityzacji. Mylonityzacja widoczna jest szczególnie wyraźnie w płytkach mikroskopowych. Obserwacje płytek cienkich wskazują, że oprócz głównej fazy deformacji poja-

wiają się tu jeszcze dwie późniejsze słabiej zaznaczone. W strefie uskokowej obserwuje się również wzmoczoną feldspatyzację, której cechy pozwalają przypuszczać, że wiąże się ona z okresem rozwoju granitoidów.

Kierunek NE—SW wykazuje również południowy i północny uskoku Kleśnicy. Oba przebiegają doliną potoku i skartowane zostały na podstawie nieciągłości warstw. Północny uskoku Kleśnicy powoduje obcięcie od południa łupków łuszczkowych synklinorium Stronia, południowy zaś przecina poprzecznie nasunięcie Kletna.

Grupa uskoku w N—S. Grupa ta reprezentowana jest na badanym przez autora obszarze przez uskoku Janowej Góry i Kobylnicy. Te niewielkie i nie powodujące widocznych zmian w tektonice uskoki trudne są do szczegółowej analizy. Do grupy uskoku o kierunku N—S należy również zaliczyć uskoku Suszycy.

ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Region Łądka — Śnieżnika, reprezentujący jedną z najciekawszych geologicznie części Sudetów, ma bardzo urozmaiconą historię rozwoju. Wszystkie orogenezy, od prekambryjskich przez kaledońską i waryscyjską, do saksońskich włącznie, wycisnęły tu niewątpliwie w większym lub mniejszym stopniu swoje piętno.

Obecny poziom intersekcyjny nie zawiera utworów o ustalonej ściśle stratygrafii, co utrudnia rozgraniczenie deformacji związanych z poszczególnymi orogenezami i ich dokładne wiekowe datowanie. Nie można też rozstrzygnąć, czy związany z prekambryjskimi orogenezami obraz tektoniczny ulegał w następnych orogenezach znacznej przebudowie, czy też był uwypuklany, rozwijaniem się struktur zgodnych ze starymi założeniami. Trudne jest również odgraniczenie uskoku i nasunięć waryscyjskich od saksońskich oraz starszych od nich deformacji nieciągłych.

Kolejnym czynnikiem utrudniającym dziś odtworzenie charakteru i chronologii zjawisk tektonicznych stały się rozwinięte na skalę regionalną procesy metasomatycznej granityzacji. Procesy te, przeobrażające serię osadową, mogły w pewnej mierze zatrzeć rysy starszej tektoniki, a nowo powstałe metasomatyczne gnejsy — znacznie sztywniejsze od słabiej zgranityzowanych łupków — uwarunkowały styl przebudowy w czasie późniejszych ruchów tektonicznych.

Powszechnie przyjmuje się, że początek rozwoju procesów geologicznych w regionie Łądka — Śnieżnika wiązać można już z okresem

prekambryjskim, kiedy to utworzyła się gruba seria skał suprakrystalnych. Seria ta osiągnęła zapewne miąższość kilku tysięcy metrów, cechując się wyraźną zmiennością litologiczną i zróżnicowaniem facjalnym. W skład osadów, które tu dominują niewątpliwie nad skałami magmowymi, wchodziły głównie utwory ilaste i ilasto-piaszczyste. Zawierały one przewarstwienia piasków, wapieni i dolomitów, margli żelazistych oraz osadów niekiedy bogatych w materiał organiczny.

Osady te zazębiały się stratygraficznie i zawierały litologiczne typy pośrednie. Towarzystwujące utworom ilastym i ilasto-piaszczystym przewarstwienia innych osadów stanowiły tylko niewielką część całej serii.

W czasie sedymentacji osadów wapiennych basen sedymentacyjny był prawdopodobnie na tyle zróżnicowany, że osadzały się one nie we wszystkich jego częściach, tworząc warstwy od kilku centymetrów do ponad 100 m miąższości. Podczas gdy w jednych częściach basenu osadzały się wapienie i dolomity, w innych tworzyły się w tym samym czasie żelaziste margle. Stopniowe przejścia od wapieni i dolomitów do margli pojawiały się również w profilu pionowym. Czyste wapienie tworzyły na ogół warstwy o większej miąższości, cienkie wkładki margliste zjawiały się natomiast najczęściej w strefach przejściowych pomiędzy wapieniami a utworami ilastymi lub też w obrębie utworów ilastych.

Piaski, tworzące ławice o kilkudziesięciometrowej miąższości, miały większe od wapieni

rozprzestrzenienie oraz na ogół większą ciągłość w kierunkach poziomych, osadzały się one często wspólnie z substancją organiczną. Warstewki organiczne były zazwyczaj cienkie.

Przewarstwienia osadów wapiennych, piasków i osadów bogatych w substancję organiczną nie występowały w całym profilu stratygraficznym serii, lecz grupowały się tylko w pewnych jego częściach.

Zmienność w wykształceniu litologicznym osadów wiąże się zapewne z pogłębianiem lub spłycaaniem basenu sedymentacyjnego, co następowało prawdopodobnie kilkakrotnie. W czasie sedymentacji serii suprakrustalnej doszło do wylewów lawy bazaltowej oraz do osadzenia jej tufów. Zjawiska te rozwijały się jednak na niewielką skalę.

Proces sedymentacji został przerwany jedną z faz orogenezy prekambryjskiej, która spowodować musiała sfałdowanie serii suprakrustalnej. Jednocześnie seria ta uległa prawdopodobnie regionalnemu metamorfizmowi w warunkach niezbyt wysokiej temperatury i silnego ciśnienia kierunkowego.

W wyniku metamorfizmu powstały: łupki łyszczykowe lub łyszczykowo-kwarcytowe (osady ilaste i ilasto-piaszczyste)*, kwarcyty (osady piaszczyste), kwarcyty i łupki grafitowe (osady piaszczyste i ilaste z domieszką substancji organicznej), marmury kalcytowe i dolomitowe (wapienie i dolomity), łupki amfibolowe, paraamfibolity i erlany (margle dolomityczno-żelaziste i zwyczajne), ortoamfibolity (zasadowe wulkanity).

Stopniowe przejścia pomiędzy poszczególnymi odmianami litologicznymi w serii osadowej utrwalone zostały procesami metamorfizmu i mają swoje odpowiedniki w typach litologicznych występujących wśród skał kompleksu metamorficznego.

Bliższe scharakteryzowanie tektoniki powstałej w wyniku prekambryjskich ruchów fałdowych nie jest możliwe. Sposób rozwoju późniejszych procesów geologicznych skłania jednak do przypuszczenia, że kierunek osi elementów tektonicznych zbliżony był do kierunku południkowego. Po okresie wzmożonych ruchów fałdowych nastąpił prawdopodobnie okres względnego spokoju geologicznego i denudacji, co nie może być jednak poparte żadnymi konkretnymi argumentami.

Kolejny cykl rozwojowy, który można stosunkowo dokładnie odtworzyć, obejmował pograżenie utworów serii suprakrustalnej w głębsze poziomy i rozwój procesów metasomatycznej granityzacji, co wiązać należy z ponownymi

ruchami orogenicznymi. Rozwój procesów metasomatycznej granityzacji przedstawiony szczegółowo w pracy K. Smulikowskiego (1960 a) w streszczeniu przedstawia się następująco.

Seria suprakrustalna uległa feldspatyżacji plagioklazowej, a następnie mikroklinowej. W wyniku tych procesów łupki łyszczykowe, które były bardziej podatne na te procesy, przeobraziły się w paragnejsy. Część zaś serii, wciśnięta głębiej, uległa feldspatyżacji plagioklazowej i mikroklinowej w znacznie większym stopniu, dostarczając gnejsów typu gierałtowskiego. Mikroklinowa pegmatytyzacja lub dalej posunięta dyferencjacja metamorficzna doprowadziła do wykształcenia odmian gruboziarnistych, określanych jako gnejsy śnieżnicke. W głębiej położonych częściach omawianego kompleksu, zdaniem K. Smulikowskiego, doszło prawdopodobnie do reomorficznego uplastycznienia. Najbardziej leukokratyczne skupienia zostały częściowo upłynnione i w formie intruzji wciśnięte w wyższe, słabiej zgranityzowane poziomy.

K. Smulikowski stwierdza również, że wszystkie te procesy dokonały się przed orogenezą młodokaledońską, która w usztywnionym kompleksie krystalicznym spowodowała liczne objawy kataklazy, posuniętej miejscami aż do mylonityzacji.

Metasomatyczna granityzacja powodująca powstanie gnejsów gierałtowskich i śnieżniczych, jak wynika z cytowanych poprzednio prac, była procesem bardzo długotrwałym i rozwijała się w kilku etapach. Z badań K. Smulikowskiego i W. Smulikowskiego wynika, że po etapie feldspatyżacji plagioklazowej zapanował okres deformacji szytywnych, ponieważ feldspatyżacja mikroklinowa zjawia się w utworach wyraźnie skataklazowanych lub mylonitycznych.

Udowodnione przez K. Smulikowskiego procesy metasomatycznej granityzacji rozwijały się w obrębie serii sfałdowanej w czasie jej kolejnej tektonicznej przebudowy. Powstaje więc zagadnienie wpływu istniejących ówczesznie struktur tektonicznych i litologii skał tworzących te struktury na sposób rozwoju omawianych procesów w przestrzeni.

Niejednakową podatność skał na procesy metasomatycznej granityzacji, w zależności od wykształcenia litologicznego oraz wynikający stąd zgodny ze złupkowaniem i litologią rozwój tych procesów, podkreślał autor w referacie wygłoszonym na konferencji naukowej Pracowni Sudeckiej PAN w Międzygórzu w 1958 r. W. Smulikowski (1959 a) na podstawie szeregu przesłanek petrograficznych i geologicznych zagadnienie to precyzuje dokładniej, stwierdzając, że obecna postać poszczególnych rodzajów skał

* W nawiasach podano przypuszczalne skały wyjściowe.

zależy od składu mineralnego i pierwotnej struktury skały sprzed procesów feldspatytacji. Uwarunkowana jest ona również sposobem feldspatytacji, który jest w ogromnym stopniu zależny od wykształcenia litologicznego pierwotnych skał. Pogląd ten akceptuje K. Smulikowski (1960 a), wiążąc obecne wykształcenie różnych odmian gnejsów gieraltowskich z pierwotnymi cechami litologicznymi serii osadowej. Wpływ litologii na sposób rozwoju i natężenie feldspatytacji, która w skrajnych przypadkach doprowadziła do powstania gnejsów, jest wyraźnie zaznaczony w skałach reprezentowanych w dzisiejszym poziomie intersekcyjnym.

Wniosek taki nasuwa się już z obserwacji płytek cienkich, gdzie widoczne jest zróżnicowanie nasilenia feldspatytacji w poszczególnych laminach. Makroskopowo stwierdzić to można w cienkich warstewkach w próbkach skalnych. Zjawisko to z kolei zaobserwować można na większą skalę w odsłonięciach naturalnych, gdzie pojawiają się na przemian warstwy skalne wykazujące bardzo różnorodny stopień przeobrażenia. Podobne naprzemianległe występowanie kompleksów słabiej lub silniej zgranityzowanych obserwuje się na skalę regionalną, co potwierdza najlepiej mapa geologiczna.

Uwzględniając cytowane poglądy oraz podane obserwacje można podjąć próbę wyjaśnienia wpływu pewnych czynników na sposób rozwoju procesów metasomatycznej granitytacji w przestrzeni.

Rozwój tych procesów nastąpił na największą skalę niewątpliwie w tych częściach serii suprakrystalnej, która uległa pogrążeniu w najgłębsze poziomy. Natężenie procesów w poziomie, w którym znalazły się skały regionu Łądko — Śnieżnika, nie było jednak uzależnione tylko od głębokości i środowiska z nią związanego, ale było również zależne od składu mineralnego, struktury i tekstury oraz od charakteru i stopnia dynamicznego zdeformowania granityzowanych utworów. Stopień przeobrażenia serii był więc wynikiem wszystkich wyżej wymienionych czynników, a wypadkowa ich stwarzała dla granitytacji pewne bardziej lub mniej predysponowane strefy.

W poziomach najgłębszych natężenie procesów powodujących granitytację wzmagano się do tego stopnia, że czynniki strukturalne schodziły na plan drugi, a procesom przeobrażającym mogły oprzeć się jedynie najbardziej odporne skały. Taką stosunkowo najgłębszą strefę reprezentują najprawdopodobniej dziś na powierzchni utwory elementu Międzygórze, gdzie wśród różnorodnych gnejsów spotyka się tylko bardzo niewielkie wtrącenia skał amfibolitycznych i soczewki eklogitów.

W wyższych strefach zachodził stopniowy spadek wpływu czynników warunkujących granitytację, a zwiększała się rola wykształcenia litologicznego. Ostatecznie przeobrażeniu uległy tylko te skały, które wykazały szczególną w tym kierunku podatność. W poziomie takim znajdowały się przypuszczalnie skały tworzące strefę Bielic i Kletna oraz jednostkę Śnieżnika.

Reasumując można stwierdzić, że wszystkie utwory w zbadanej przez autora części regionu Łądko — Śnieżnika znalazły się w środowisku, w którym rozwijały się procesy metasomatycznej granitytacji. Utwory te wykazały jednak wielką różnorodność pod względem podatności na te procesy. Obok skał łatwo ulegających granitytacji występowały odmiany ulegające odporne, które przetrwały w formie słabo zmienionej, a ponadto przeszkadzały w wędrowce emanacji granityzujących w kierunku pionowym. Wskutek tego granitytacją rozprzestrzeniała się często zgodnie z ułożeniem warstw i przebiegiem złupkowania oraz zgodnie z innymi strefami tektonicznie predysponowanymi.

Dyferencjalny rozwój granitytacji był zatem uwarunkowany pierwotnym zróżnicowaniem litologicznym serii suprakrystalnej i jej tektonika. Nic więc dziwnego, że niejednokrotnie skały silnie zgranityzowane leżą nad utworami słabiej metasomatycznie zmienionymi i że stosunek ten należy uznać za wyznik selektywnej granitytacji, a nie za następstwo sfałdowania.

Jeżeli jednak serie suprakrystalną rozpatrywać się będzie jako całość, i to w sposób uogólniony, to można stwierdzić, że w głębszych poziomach intersekcyjnych mają przewagę utwory silnie zgranityzowane, w strefie płytszej zaś udział gnejsów w kompleksie skalnym maleje na korzyść pojawiających się w formie przeławień utworów słabo zmienionych, które z kolei dominują niepodzielnie w poziomach najwyższych.

W wyniku procesów metasomatycznych i współczesnego tym procesom sfałdowania powstały struktury zbudowane z kompleksów skalnych wykazujących różny stopień granitytacji, lecz splecionych łącznie w jedną tektoniczną całość. Nowo powstały górotwór reprezentował na badanym obszarze kierunek zbliżony do południkowego. Również osie poszczególnych elementów tektonicznych wchodzących w skład górotworu miały kierunki zbliżone do południkowych. Stosunek przestrzenny utworów niezgranityzowanych do silnie przeobrażonych świadczy, że rysy starszej budowy nie zostały w tym okresie zupełnie zatarte, lecz nastąpiła tylko ich modyfikacja trudna obecnie do odtworzenia. Elementy tektoniczne zawierać musiały wyraźnie wykształcone i genetycznie z nimi związane mikrostruktury, które stanowiły ornament elementów nadrzędnych.

Omówione fazy prekambryjskie spowodowały prawdopodobnie wypiętrzenie powstałych utworów metamorficznych i rozwój procesów denudacyjnych. Z kolei można by oczekiwać rozwoju geosynkliny kaledońskiej, istniejący materiał dowodowy nie zezwala jednak na to, aby twierdzenie to wyszło poza sferę przypuszczeń.

Orogeneza kaledońska zastała utwory obserwowane w obecnym poziomie intersekcyjnym usztywnione przynajmniej w dwóch fazach orogenicznych podczas towarzyszących im procesów metamorfizmu i granityzacji. Rekonstrukcja zjawisk, jakie miały miejsce w orogenezie kaledońskiej, jest jednak w regionie Łądk — Śnieżnika nadzwyczaj trudna. Składa się na to głównie brak utworów geosynkliny kaledońskiej, co uniemożliwia charakterystykę tej orogenezy oraz wyodrębnienie odkształceń starszych. Brak utworów pokaledońskich utrudnia wyeliminowanie deformacji późniejszych związanych z orogenezą waryscyjską i saksońską.

Fakty te powodują, że orogeneza kaledońska, której przypisuje się bardzo wielką rolę w formowaniu dzisiejszego obrazu tektonicznego Sudetów, jest w regionie Łądk — Śnieżnika bardzo trudna do bezpośredniej identyfikacji. Stan ten sprawia, że poglądy dotyczące jej wpływu na obserwowany obecnie obraz tektoniczny regionu nie są zupełnie zgodne.

J. Oberc (1957 b) istniejące dziś w regionie Łądk — Śnieżnika jednostki tektoniczne o kierunkach NNE—SSW wiąże z orogenezą prekambryjską, z młodszymi fałdowaniami przedtakońskimi, które, jego zdaniem, rozwijały się co najmniej w dwóch fazach. W fazie pierwszej nastąpiło sfałdowanie serii suprakrustalnej, a pod koniec jej trwania powstały liczne „pokładowe intruzje granitów”. W fazie drugiej zostały zdeformowane skały granitoidowe i uformowały się istniejące dziś jednostki tektoniczne.

Według J. Oberca w orogenezie kaledońskiej powstały kierunki równoleżnikowe w okolicach Stronia Śląskiego i Gierałtowa. Stanowią one przedłużenie w kierunku wschodnim fałdów takońskich okolic Kłodzka. Fałdowanie takońskie doprowadziło zdaniem J. Oberca tylko do lokalnej przebudowy stref fałdowych powstałych wcześniej, a więc w orogenezie prekambryjskiej.

G. Fischer (1936 a), O. Kodym, J. Svoboda (1948) i inni wyrażali opinię, że główne fałdowania w regionie Łądk — Śnieżnika są wieku kaledońskiego. F. Pauk (1953) natomiast fałdowanie wiąże z orogenezą waryscyjską.

Na temat ten wypowiedzieli się również w dotychczasowych pracach H. Teisseyre i K. Smulikowski. K. Smulikowski (1960 a) stwierdza, że orogeneza kaledońska zastała

omawiany górotwór w postaci usztywnionej i zaznaczyła się w nim jedynie w formie deformacji shtywnych.

H. Teisseyre (1957 a) fałdowaniom przypisuje wiek kaledoński i wiąże z nimi przeobrażenie granitoidów w gnejsy. Jednocześnie zwraca on uwagę na to, że „bardzo trudno jest dziś orzec, czy i w jakim stopniu orogeneza kaledońska przekształciła dawną tektonikę uważaną przez nas za prekambryjską. W poziomie tektonicznym, który dziś odstania się na powierzchni ziemi, mogła ona raczej dostosować się do dawnych założeń”.

O trudnościach rekonstrukcji tektoniki kaledońskiej pisał H. Teisseyre również w pracy z 1956 r., gdzie złożone formy tektoniczne Sudetów rozwijające się w wielu etapach nazywa strukturami poligenicznymi.

Materiał zebrany w terenie przez autora nie umożliwił rozwiązania tych problemów, zezwala co najwyżej na wysunięcie pewnych sugestii lub uzupełnień istniejących już poglądów.

Obserwowane jednostki tektoniczne, zbudowane z serii suprakrustalnej oraz utworów w różnym stopniu zgranitzowanych, których rysy przewodnie zostały założone w orogenezach prekambryjskich, nie wykazują wyraźnych objawów późniejszej przebudowy tektonicznej. Trudno jest powiedzieć, na co zwrócił już uwagę H. Teisseyre (1957 a), w jakim stopniu orogeneza kaledońska, dostosowując się do starszych założeń, jednostki te zmodyfikowała. Niepewność ta dotyczy nie tylko dużych elementów tektonicznych, ale też towarzyszących im mikrostruktur. Nie można powiedzieć, że orogeneza kaledońska zatarła zupełnie mikrostruktury starsze, które niewątpliwie istniały, ale też brak jest danych, by stwierdzić, w jakim stopniu spowodowała ona ich dalszy rozwój, chociażby wzdłuż starszych założeń. Brak też dowodów na to, aby twierdzić, że w orogenezie kaledońskiej mikrostruktury nie powstały wcale.

W każdym przypadku istniejące i obserwowane obecnie mikrostruktury systemu południkowego stanowią, przynajmniej w pewnym stopniu, wypadkową deformacji obu orogenez, przy czym ich cechy zasadnicze uwarunkowane zostały fałdowaniami starszymi.

Z orogenezą kaledońską być może przynajmniej częściowo wiązać należy zjawisko pewnego dysharmonijnego fałdowania utworów gnejsowych i serii suprakrustalnej, co wywodzi się z ich różnej kompetencji tektonicznej. Nie zgranitzowane serie skalne, szczególnie na obszarach gdzie stanowią większe masy, uległy drobniejszemu i intensywniejszemu sfałdowaniu aniżeli kompleks gnejsowy. Silniejsze zaangażowanie serii łupkowej zaznacza się w miarę oddalania od bardziej shtywnych mas

gnejsowych, a panująca w strefie granicznej obu kompleksów zgodność stylu tektonicznego świadczy o ewentualnym dostosowaniu się deformacji młodszych do starszych założeń. Tłumaczy to, przynajmniej częściowo, zjawisko stosunkowo spokojnej tektoniki utworów gnejsowych oraz bardziej intensywne sfałdowanie serii łupkowo-paragnejsowej.

Znacznie pewniejsze jest powiązanie z orogenezą kaledońską lineacji i fałdków ciągniętych systemu równoleżnikowego, który jest według H. Teisseyre'a młodszy od systemu podobnych mikrostruktur wykazującego kierunek południkowy.

Powstanie lineacji i fałdków ciągniętych wiąże się zapewne z rozwojem poprzecznej do starszych jednostek tektonicznych wielkopromiennej elewacji Międzygórze — Velke Vrbno.

Orogeneza kaledońska w takim ujęciu zaznaczyłaby się w regionie Łądka — Śnieżnika przypuszczalnie przynajmniej w dwóch fazach. Pierwsza spowodowała prawdopodobnie zgodne ze starszymi założeniami dofałdowanie jednostek starszych, druga zaznaczyła się pojawieniem poprzecznych kierunków wyznaczonych przez mikrostruktury i łagodne wielkopromienne elewacje i depresje. Ponadto, podobnie zresztą jak i w okresie ruchów przedkaledońskich, wytworzyły się warunki korzystne dla rozwoju deformacji sztynowych, stąd zjawiska kataklazy, mylonityzacji, podkreślone przez K. Smulikowskiego (1960 a). Czy kataklaza rozwinęła się w czasie drugiej fazy, czy też jest wynikiem jeszcze późniejszej fazy orogenezy kaledońskiej, trudno jest powiedzieć.

Po orogenezie kaledońskiej zapanował w regionie Łądka — Śnieżnika kolejny cykl denudacyjny, który trwał prawdopodobnie bez przerwy do górnego dewonu. W górnym dewonie proces gradacji ustaje, rozwija się natomiast sedymentacja, w wyniku której powstają zlepieńce z Kletna.

Sedymentację zlepieńców łączy autor z górnym dewonem, chociaż przy ich opisie w pierwszej części pracy dopuszcza również możliwość wiązania ich z dolnym karbonem. Problem ten jest trudny do rozwiązania. Ponieważ jednak przy omawianiu rozwoju budowy geologicznej zachodzi konieczność ściślejszego sprecyzowania wieku zlepieńców w oparciu o istniejące kryteria, autor skłania się do przyjęcia ich górnodewońskiego wieku.

Brak w zlepieńcach typowego materiału z regionu Łądka — Śnieżnika pozwala przypuszczać, że region ten stanowił w tym czasie obniżenie sedymentacyjne, a brak wysortowania materiału sugeruje sedymentację dosyć gwałtowną. Pozycja tektoniczna zlepieńców pozwala sądzić, że ich miąższość pierwotna zosta-

ła znacznie zredukowana. Zlepieńce reprezentują więc tylko fragment serii, której zasięg, miąższości oraz ogólne wykształcenie jest dla nas nieznane.

Okres ruchów warycyjskich na omawianym terenie rozpoczyna się fazami bretońskimi, z którymi, zdaniem autora, można wiązać nasunięcie utworów krystalicznych na zlepieńce w Kletnie, oraz na występujące we wschodniej części terenu nasunięcie antykliny Bielic na synklinę Postawnej, wzdłuż linii określonej jako uskock Iwiny.

Podczas gdy wiązanie nasunięcia Kletna z fazami bretońskimi jest przynajmniej częściowo uzasadnione przyjętym górnodewońskim wiekiem zlepieńców występujących w spągu nasunięcia, to datowanie uskoku Iwiny może być oparte tylko na porównaniu z nasunięciem ramzowskim i innymi równoległymi dyslokacjami, charakterystycznymi dla strefy granicznej Sudetów Środkowych i Wschodnich.

Strefa łupków łyszczkowych Bielic występuje w zachodniej części obszaru określonego m. in. przez H. Cloosa (1922) jako strefa „północ — południe” (*die Nord-Süd-Zone*), w której przyjmuje się powszechnie bardzo intensywną przebudowę tektoniczną z okresu ruchów warycyjskich. Wzdłuż nasunięcia ramzowskiego utwory metamorficzne nasunięte zostały na osady górnego dewonu, co przesądza podewoński wiek nasunięcia, najczęściej wiązany z fazami bretońskimi. Wydaje się, że w tym samym czasie powstało szereg równoległych złuskowań, wykazujących również wschodnią wergencję, z których jedno reprezentuje uskock Iwiny.

Starsze fazy orogenezy warycyjskiej zarejestrowane zostały na terenie Łądka — Śnieżnika syntektonicznym rozwojem procesów magmowych, dzięki którym powstały granitoidy Gór Złotych i Bialskich. Jednocześnie doszły do głosu pewne zjawiska granityzacji, które na terenach położonych na północ od omawianego przyczyniły się zdaniem J. Burcharta (1960) do powstania granitoidów jawornickich. W czasie orogenezy warycyjskiej lub nieco wcześniej w zachodniej części terenu w okolicy Kletna zaznaczyły się, na dość dużą skalę, procesy mineralizacji hydrotermalnej, powodujące m. in. powstanie niewielkich złóż fluorytu.

Kolejne fazy orogenezy warycyjskiej wyrażają się powstaniem dalszych dyslokacji, z których najważniejsze wykazują kierunki mniej lub bardziej zbliżone do równoleżnikowych. Wśród dyslokacji tych wymienić należy m. in. uskock Bielawki, Zawady i Kowadła. Najpóźniejszym fazom orogenezy warycyjskiej towarzyszyły zapewne intruzje, dzięki którym powstały obserwowane sporadycznie skały żyłowe z grupy lamprofirów.

Orogeneza waryscyjska w omawianym regionie zaznaczyła się bardzo silną kataklazą oraz mylonityzacją utworów krystalicznych. Najsilniejszej mylonityzacji uległy skały w pobliżu dużych linii dyslokacyjnych. W dobrze odsłoniętych profilach dolin na wschodnim zboczu Śnieżnika oraz w górnym biegu Białej Łądeckiej zaobserwowano również mylonityzację, związaną ze ślizgami wykazującymi niewielką amplitudę przemieszczeń. W tych okolicach bardzo charakterystyczne są również mylonity towarzyszące powierzchni ślizgowym zgodnym z uławieniem skał. Duża częstotliwość deformacji nieciągłych stała się przyczyną powszechnej i daleko posuniętej kataklazy i mylonityzacji.

Podsumowując wpływ orogenezy waryscyjskiej na tektonikę omawianej części regionu Łądką — Śnieżnika można stwierdzić, że spowodowała ona wyłącznie deformacje nieciągłe, które dokonały się zapewne w kilku fazach.

W pierwszym okresie, w fazach bretońskich wskutek kompresji zbliżonej do równoleżnikowej pojawiają się nasunięcia o kierunku NNE—SSW z wergencją wschodnią we wschodniej części terenu, oraz o kierunku NW—SE z wergencją zachodnią w strefie Kletna. Ru-

chom tym towarzyszy rozwój procesów hydrotermalnych oraz granitoidów Gór Żółtych i Białskich. Kolejne fazy charakteryzują się naciskami południkowymi, powodując dalszy rozwój dyslokacji o kierunku mniej lub bardziej zbliżonym do równoleżnikowego. Z najmłodszymi fazami orogenezy waryscyjskiej związane są utwory żyłowe typu lamprofirowego, a wszystkie fazy waryscyjskie łącznie zaznaczyły się daleko posuniętą kataklazą i mylonityzacją.

Niewiele natomiast można powiedzieć na temat ruchów saksońskich oraz okresu je poprzedzającego. Przez analogię z obszarami występowania osadów górnej kredy można sądzić, że uskoki, które w tym czasie powstały na terenie Łądką — Śnieżnika, istnienie swoje zawdzięczają również kilku fazom. Mają one różne kierunki i powodują najczęściej przemieszczenie utworów w pionie. Powszechnie sądzi się, że uskoki te rozwijały się w wyniku ruchów potomnych wzdłuż starych założeń.

Saksońska tektonika uskokowa oraz trwające zapewne nieprzerwanie od czasów waryscyjskich procesy denudacyjne są głównymi czynnikami, które uwarunkowały powstanie obserwowanego obecnie obrazu morfologicznego.

ZAKOŃCZENIE

Środkowa część regionu Łądką — Śnieżnika, która jest przedmiotem zawartych w niniejszej pracy rozważań, reprezentuje teren o trudnych do rozwiązania problemach. Świadczyć o tym może duża ilość prac opublikowanych w czasie stuletniej historii badań, które nawet w ostatnich czasach zawierają twierdzenie dalekie od jednomyślności, a często wręcz sprzeczne.

Próba interpretacji tektonicznej środkowej części regionu Łądką — Śnieżnika, zawarta w niniejszej pracy, przeprowadzona została przez autora w oparciu o obserwacje zebrane na stosunkowo niewielkiej części całego regionu.

Ponieważ jednak przedstawione koncepcje siłą rzeczy wykraczają poza teren badań autora, należy liczyć się z tym, że dalsze szczegółowe badania na obszarach sąsiednich mogą dostarczyć argumentów potwierdzających interpretację autora, jak też i takich które tę interpretację zmodyfikują.

W terenie o tak skomplikowanej tektonice można jednak zinterpretować, nawet bardzo

dokładnie, szereg oddzielnych elementów na stosunkowo niewielkich obszarach. Korelacja tektoniczna tych elementów, które mogą reprezentować różne poziomy intersekcyjne jednej całości, jest jednak często bardzo trudna lub wręcz niemożliwa.

W związku z tym już obecnie nasuwa się kilka problemów, które należy w toku dalszych badań zanalizować, gdyż są na razie niejasne. Dotyczą one głównie szczegółowego powiązania terenu zinterpretowanego przez autora z pozostałą częścią regionu.

Obraz rozwoju budowy geologicznej powinien być również uzupełniony szeregiem szczegółów. Odnosi się to zwłaszcza do następstwa zjawisk mikrotektonicznych.

Zawarte w pracy wyniki badań nie dają zapewne ostatecznego rozwiązania poruszonej problematyki. Autor uważać będzie cel swojej pracy za osiągnięty, jeżeli stanowić ona będzie pewien wkład w nowe badania bardziej zaawansowane w stosunku do prac dotychczas opublikowanych.

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1956 — Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy w Sudetach. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. Arch. Miner. t. XIX, z. 2. Warszawa.
- BEDERKE E., 1929 — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geol. Rdsch. 20. Berlin.
- BEDERKE E., 1943 — Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. Geol. Rdsch. 34. Stuttgart.
- BEDERKE E., 1956 — Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. Geol. Rdsch. 45. Stuttgart.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867 — Geognostische Karte vom niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden, 1:100 000. Berlin.
- BUKOWSKI G., 1905 — Geologische Spezialkarte, Blatt Mähr. Neustadt und Schönberg mit Erläuterungen. Reichsanst. Wien.
- BURCHART J., 1960 — O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik granitoids (Eastern Sudeten). Arch. Miner. t. XXII, z. 2. Warszawa.
- CLOOS H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebr. Bornträger. Berlin.
- DON J., 1964 — Góry Złote i Krowiarki jako struktury metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. Geologia Sudetica t. I. Warszawa.
- DUMICZ M., 1960 — Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic of the Bystrzyckie Mts. (Sudeten). Acta geol. pol. t. X, z. 1. Warszawa.
- FISCHER G., 1936 a — Der Bau des Glatzer Schneegebirges. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- FISCHER G., 1936 b — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien in dem Bayrischen Wald und Mähren. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- FINCKH L., GÖTZINGER G., ROSIWAL A., JUTNER K., 1931 — Geologische Karte des Reichensteiner Gebirges Nessel Koppenkam und Neisse. — Vorland, 1:75 000. Wien.
- GUHLER J., 1897 — Das Reichensteiner und Bielengebirge. Ein Beitrag zur Kenntnis des schlesischen Gebirgslandes. Jb. Geol. Anst. 47. Wien.
- JOHN G., 1897 — Über die sogenannten Hornblendengneise aus der Gegend von Landskron und Schildberg sowie von einigen anderen Lokalitäten in Mähren. Verh. Geol. Anst. Wien.
- KASZA L., 1957 — Budowa geologiczna okolicy Bielicy. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kaledonská příkrovová stavba Krkonoše a Jizerských hor. The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerske Hory. Sborn. Státn. Geol. Úst. ČSR 15. Praha.
- KOSSMAT F., 1927 — Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abh. Sächs. geol. Anst., H. 1.
- KÖLBL L., 1927 — Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. S. B. Akad. Wiss. 136. Wien.
- KÖLBL L., 1930 — Über die Gebirgsbau der Sudeten. Centralblatt., Abt. 11.
- KRETSCHMER F., 1897 — Die Graphitablagerung bei Mähr. Altstadt-Goldenstein. Jb. Geol. Anst. 47. Wien.
- KRETSCHMER F., 1917 — Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seiner Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schneeberg und Bielengebirge. Jb. Geol. Anst. 67. Wien.
- KVĚTON P., 1951 — Stratigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. Stratigraphy of the crystalline series in the neighbourhood of the graphitic deposits of Northern Moravia. Sborn. Ustř. Úst. Geol. 18. Praha.
- KVĚTON P., SVOBODA J., 1951 — Stratigraficko-tektonický příspěvek k ložiskům Fe rud Rychlebských hor a SZ části Hrubého Jeseníku. Sborn. Ustř. Úst. Geol. 18. Praha.
- LEPPLA A., 1900 — Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 43. Berlin.
- MISAR Z., 1960 — Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji Českého masivu v literatuře od roku 1850. Publ. Slezského Úst. ČSAV v Opavie. 34. Ostrava.
- OBERC J., 1957 a — Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Bialskich i obniżenia Stronia Śląskiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- OBERC J., 1957 b — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. Acta geol. pol. t. VII, z. 1. Warszawa.
- OBERC J., 1958 a — Aktualne zagadnienia geologii metamorfiku śnieżnickiego. Actual problem of geology of the Śnieżnik metamorphic massif (Sudetic Mts.). Prz. geol. 7. Warszawa.
- OBERC J., 1958 b — Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu w Dusznikach Zdroju (Ziemia Kłodzka). The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society held at Duszniki Zdrój from 19-th to 21-th May 1957. Roczn. Pol. Tow. Geol. XXVII, z. 1—4. Kraków.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. — Prace Inst. Geol. t. XXX, cz. II. Warszawa.
- PAUK F., 1953 — Poznámky ke geologii Orlických hor a Králického Śněžniku. Věst. Ustř. Úst. Geol. 28. Praha.
- SKÁČEL J., 1952 — Příspěvek k poznání petrografické a geologické stavby východní okrajové zony tonalitové jižně od Skorošic. Přír. Sborn. Ostravského Kraje. 12. Opava.
- SKÁČEL J., 1954 — Zpráva o geologickém mapování v jihovýchodní části Rychlebských hor. Bericht über die geologische Kartierung im südöstlichen Teil der Rychleber Berge, ČSR. Sborn. Stud. Lidový Horný Úst. Kraje Olomouckého. Olomouc.
- SKÁČEL J., 1956 — Předběžná zpráva o geologickém mapování v Rychlebských horach v r. 1955. Přír. Sborn. Ostravského Kraje 17. Opava.
- SKÁČEL J., VOŠKA ST., 1959 — Přehled geologie Rychlebských hor. Geologische Übersicht des Reichensteiner Gebirges (Rychlebské Hory). Publ. Slezského Stud. Úst. v Opavie. 30. Ostrava.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. Roczn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.), t. XXI, z. 1. Kraków.
- SMULIKOWSKI K., 1957 — Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewod-

- nik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1958 — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. *Studia geol. pol. t. I.* Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1960 a — Evolution of the granitegneisses in the Śnieżnik Mountains-East Sudetes. Report of the Twenty First Session Norden, 1960, Part XIV. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1960 b — Comments on eclogite facies in regional metamorphism. Report of the Twenty First Session Norden, 1960, Part XIII. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1960 c — Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. *Bull. Pol. Sc. Sér. chim-geol.*, vol. VIII No. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1958 — The metamorphic evolution of the gneisses of Mt. Cierniak—Eastern Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. chim-geol.* vol. V. No. 8. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1959 a — Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes). *Arch. Miner.* t. XXII, z. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1959 b — Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. chim-geol.* vol. 7, No 10. Warszawa.
- STACHE Q., 1860 — Bericht über die Ergebnisse von geologischen Untersuchungen in Österr. Schlesien. *Jb. Geol. Anst.* 11. Wien.
- SUESS F. E., 1912 — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denk Akad. Wiss.* 88. Wien.
- SVOBODA J. — Tektonický vývoj Československa. *Vyd. Úst. Úst. Geol.* (p. 101—108, 110—113). Praha.
- SZUMLAS F., 1954 — Łupki krystaliczne źródlisk Białej Łądeckiej. *Arch. Inst. Geol. Wrocław.*
- TEISSEYRE H., 1956 — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. *Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding.* *Prz. geol.* 3. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1957 a — Rozwój budowy geologicznej w regionie Łącka i Śnieżnika Kłodzkiego. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.* Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1957 b — Budowa geologiczna okolic Międzygórze. *Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej.* Wrocław.
- TEISSEYRE J., 1959 — Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mountains in the Sudetes. *Arch. Miner.* t. XXIII, z. 1. Warszawa.
- VANGEROV E. F., 1943 — Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten. *Geol. Rdsch.* 34. Stuttgart.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1958 — „Tonalites” from the source area of Biała Łądecka river in the Eastern Sudeten. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. min. geol.* vol. VI. No 4. Warszawa.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1960 — Skały ultrafemiczne okolic Bielic w Sudetach Wschodnich. Ultramafic rocks of the neighbourhood of Bielice (Eastern Sudeten). *Arch. Miner.* t. XXII, z. 2. Warszawa.
- ZAPLETAL K., 1950 — Zpráva o výzkumu slezského krystalinika v letech 1946—50. *Přir. Sborn. Ostravského Kraje* 11. Opava.
- ZAPLETAL K., 1954 — Přehled geologie Olomouckého Kraje. *Sborn. Stud. Lidový Horný. Ust. Kraje Olomouckého.* Olomouc.
- ZAPLETAL K., 1957 — Zur Geologie der Sudeten und Umgebung, des Oberschlesischen Kohlenbeckens, der West-Karpaten und des Vorlandes. *Spis. Přir. Fak. Masar. Univ., č. 386.* Brno.

Ludwik KASZA

GEOLOGY OF THE UPPER BASIN OF BIAŁA ŁĄDECKA STREAM

Summary

Abstract: The area drained by the upper course of the Biała Łądecka stream comprises a part of the Eastern Sudeten Mts. which is built almost exclusively of Precambrian metamorphic rocks. The non-metamorphosed Kletno conglomerates discovered by the writer are a new, thus far unknown, stratigraphic member in the area here considered. The age of the conglomerates is Upper Devonian or Lower Carboniferous.

Three major tectonic units have been distinguished: the Międzygórze unit, the Stare Miasto unit, and the Śnieżnik unit. The interpretation presented for the Śnieżnik unit deviates from the earlier views in that it recognises its synclinal character. This conception is largely based on the preliminary investigations of the microtectonics here and the resulting separation of the Międzygórze — Velke Vrbno elevation.

HISTORY OF INVESTIGATIONS

The area drained by the upper course of Biała Łądecka embraces the eastern part of the Łądek — Śnieżnik region (Sudetes) which is built mainly of metamorphic rocks. Later granitoids, in the literature known as tonalites, are subordinate and less widely spread, while Palaeozoic sedimentary rocks occur locally as conglomerates in the vicinity of Kletno.

The history of investigations of the Łądek — Śnieżnik region dates back to the margin between the 18th and 19th centuries. G. Fischer's paper published in 1936 has been until lately the most complete attempt to interpret all the problems connected with this region. According to that author the Młynowiec series, consisting of early Precambrian paragneisses and mica schists, is the oldest formation here. In result of an intrusion of granite magma this series has nearly completely been altered into a complex of migmatitic gneisses which G. Fischer calls the Gierałtów gneisses. The aforementioned rocks constitute together the older complex. The sedimentary series, today developed as mica schists and paragneisses with intercalations of limestones, quartzites, amphi-

bolites and graphitic quartzites, was discordantly deposited on this complex during the Algonkian and Cambrian. This younger complex has been called by Fischer the Stronie series. It is further recognised by G. Fischer that during the Caledonian orogeny a granite magma intrusion invaded the boundary plane of both these complexes, resulting in the formation of Śnieżnik gneisses through dynamic metamorphosis. The stratigraphic scheme accepted by G. Fischer is a foundation stone for tectonic concepts. In the fold structure, regarded by that author as characteristic of that region, the synclinal parts are built of mica schists of the Stronie series, while the Młynowiec series and the Gierałtów gneisses occur in anticlines.

During the post-war period the geological investigations of this area were commenced in 1954 by H. Teisseyre and his collaborators of the Wrocław University and of the Institute of Geology of the Geological Survey of Poland. Detailed petrographic studies, undertaken under the guidance of K. Smulikowski by a team of workers of the Warsaw University and of

the Polish Academy of Sciences, cover analogous problems. The information thus obtained prove the incorrectness of certain concepts of German geologists. Papers by H. Teisseyre (1957), K. Smulikowski (1957, 1959, 1960) and J. Oberc (1957, 1958) have, in the first place, shown lack of adequate evidence for the separation of the Młynowiec and Stronie series. It is, therefore, suggested to unite them into one late Precambrian supracrustal series.

A concept of the geology of the metamorphic massif in the vicinity of Stronie Śląskie is presented by J. Oberc (1957 a), while the tectonic problems of the south-eastern part of that area are discussed by him later (1958). The age of the folding and certain problems concerning the Łądek — Śnieżnik region — e. g. the relation of the Bystrzyckie and Orlickie Mts. to the metamorphic massif of Śnieżnik — are also dealt with by J. Oberc (1957 b, 1960).

The petrographic papers by K. Smulikowski (1957, 1959, 1960 a) come into the foremost rank among the numerous descriptions of the Łądek — Śnieżnik region. In opposition to the views of German geologists that author postulates that the mica-schists complex (Stronie series), the Gieraltów gneisses and the Śnieżnik granite-gneisses are genetically closely united in result of a very intricate succession of metamorphic transformations expressed

by processes of feldspathisation. In K. Smulikowski's opinion the gneisses of Gieraltów do not differ genetically from those of Śnieżnik, since both are a product of metasomatic granitisation of the older para-series. He likewise supposes that these two types of gneisses agree in age and represent merely textural varieties which are characterised by a different mode of microclinal feldspathisation.

The Czech literature contains some interesting information concerning areas lying south and east of the described region. A detailed description and geologic maps of the adjacent Czechoslovakian territory have been published by J. Skácel and P. Květoň.

The writer started his research work in 1955. The area he intended to investigate had never been mapped in detail, the main objective, therefore, was to compile a geologic map. The petrographic papers just mentioned greatly helped the writer's cartographic work. His petrographic descriptions and conclusions drawn from them are a synthesis based on the papers mentioned above. Much attention was focussed on the mutual connections of the different lithological rock types; problems of the tectonic elements of this area are discussed at greater length on the base of the writer's geologic map and supplementary tectonic maps and sketches.

ORIGIN AND AGE OF THE CRYSTALLINE ROCKS OF THE UPPER BASIN OF THE BIAŁA ŁĄDECKA STREAM

The drainage basin of the upper course of the Biała Łądecka stream consists mainly of Precambrian metamorphic rocks. These are represented by a supracrustal series of schists and paragneisses, also by migmatites and graphite-gneisses. Rocks of the supracrustal series display a strong lithological and petrographic differentiation. This is due to the original facial differentiation of the sedimentary formation and to the metamorphic processes which affected this series. It is built of metamorphic rocks of the amphibolite mineral facies. Mica schists and paragneisses predominate. They are intercalated by amphibolites, limestones, erlans, quartzites, also by quartzite-graphite schists and graphite schists. The last mentioned rocks form lenses and beds which lie conformably on and often grade into the adjacent mica schists. The distribution of rocks that accompany the mica schists and paragneisses is not uniform.

In the geologic map (table I) the Gieraltów and Śnieżnik gneisses are distinguished according to the traditional standard still currently

used. Moreover, intermediate varieties, such as transition gneisses, have been distinguished. Age differences do not in this case constitute a criterion for the cartographic divisions, since such differences do not really exist. These divisions merely determine certain textural and structural facial types. The acceptance of external features as a division criterion is justifiable on the fact that during field work they are the only ones in the reach of the observer, and that they are the basement for a comparative study of the gneiss series.

Crystalline rocks, thus far called tonalites, which are commonly referred to the Variscan orogenic cycle, have been named by the writer the granitoids of the Złote and Bialskie Mts.

The recently discovered non-metamorphic rocks, developed as conglomerates, are a new stratigraphic link in this region. They do not occur in natural outcrops but have been exposed in abandoned shafts of the Kletno mine. After the name of this locality it is suggested that they be called the Kletno conglomerates.

The absence in the conglomerate of rocks

from its closest proximity indicates that the material of which the conglomerate is built has been derived from more distant sources. At that time the area containing these conglomerates and built of the Stronie series and the Śnieżnik gneisses probably constituted a sedi-

mentary depression. Lithological resemblances of the Kletno conglomerates with Lower Carboniferous sediments of the Intra-Sudetic Basin and of the Eastern Sudetes, as well as with the Upper Devonian conglomerates, reasonably suggest their analogous age.

TECTONICS OF THE ŁĄDEK — ŚNIEŻNIK REGION

Three major tectonic units have been distinguished within the region under consideration. They are:

I. Międzygórze unit — in the area here described it is represented by the zone of mica schists and Kletno paragneisses.

II. Stare Miasto unit — its part within the investigated area has been described as a zone of Bielice mica schists and paragneisses.

III. Śnieżnik unit — embracing the area enclosed between the two units mentioned above (tabl. III).

I. The Międzygórze unit constitutes the western part of the Łądek — Śnieżnik region. On the West it borders discordantly on the Cretaceous sediments of the upper Nysa graben, on the East on the granite-gneisses that belong to the Śnieżnik unit. The western part of the Międzygórze unit is represented by the Śnieżnik granite-gneisses and gneisses of the Gieraltów type, the eastern part by the schist paragneiss series. The tectonics of the western part have been described by E. Bederke (1943), and, more recently, by H. Teisseyre (1957).

The eastern part of the Międzygórze unit consisting of the schist-paragneiss series is interpreted by G. Fischer (1936 a) and E. Bederke (1943) as a steeply folded syncline which forms a prolongation of the Stronie series.

The material concerning the tectonics of the mica schists zone and Kletno paragneisses, collected by the writer, suggest the following tentative interpretations:

1. The schist-paragneiss series of Kletno dips east and at the same time displays intense secondary folding.

2. In the cross section of the Kletno zone (W—E) progressively higher intersection horizons make their appearance. The distribution of outcrops of the lithological links of the schist series lacks symmetry, thus confirming the hypothesis that this zone does not represent the two limbs of the syncline.

3. The mica schists and the paragneisses of the Kletno zone, as well as gneisses from the Międzygórze element and the Śnieżnik unit, display distinct lithological connections and similar tectonic directions.

4. The zone of Kletno mica schists and paragneisses is a lower element than the Śnieżnik unit but a higher one than the gneisses of the Międzygórze element.

II. The Stare Miasto unit embraces the eastern part of the Łądek — Śnieżnik region. The rocks of which this unit is built occur as a narrow SSW—NNE zone. The eastern boundary of the Stare Miasto unit is indicated by the Ramsau overthrust, in the west it borders on the gneisses of the Śnieżnik unit. In the geological literature this unit is commonly referred to as the Stare Miasto zone and there is much argumentation about its structure.

The part of the Stare Miasto unit lying in Polish territory and known as the Bielice zone of mica schists and paragneisses is an extension and an equivalent of the Stare Miasto schist zone distinguished by P. Květoň (1951).

An attempt is here made to interpret on the base of the writer's recent investigations some of the tectonic problems in the Stare Miasto unit:

1. The rock series in this zone as a whole dip below the gneisses of the Śnieżnik unit; they represent the lower element and are probably the equivalent — stratigraphically as well as tectonically — of the Kletno zone schists and paragneisses.

2. In the west of the Bielice zone schists and paragneisses originally bordered on gneisses of the Śnieżnik unit, with which they are linked up by gradual transitions.

3. In contrast to opinions prevalent in the literature, according to the present writer the Stare Miasto unit is a major unit, of an anticlinal character, which has been overthrust in a south-eastern direction onto the Devonian rocks of the Eastern Sudetes.

4. The Stare Miasto unit has been intensely secondarily folded and dips SE. Some of the subordinate elements which have been distinguished in this unit are: the Bielice anticline, the Postawna syncline, and the Velkoverbenska anticline (on the Czechoslovakian side) (tabl. II).

5. The Stare Miasto unit must be interpreted as closely connected with the Łądek — Śnieżnik region. The history of their evolution is

analogous except for the presence of granitoids and the stronger tectonic reworking of the Stare Miasto unit, associated with Variscan orogeny.

III. The Śnieżnik unit embracing the central part of the here described area is a major tectonic element. In the east and west it borders on the Kletno and Bielice zones of mica schists and paragneisses, while towards the north and south it stretches rather far beyond the area under consideration. The rocks of this unit are represented mainly by gneisses, distinctly predominant over schists and paragneisses.

Within the Śnieżnik unit have been distinguished the Kamienica syncline, the Bolesławów anticline, and the Pustosz — Siekierza syncline.

The Kamienica syncline forms the western part of the Śnieżnik unit. It is built of two gneiss series and of the intervening conformably folded mica schists and paragneisses. The rocks series of the Kamienica syncline dip north below the overlying schist and paragneiss series of the Stronie synclinorium.

The Bolesławów anticline has been distinguished by J. Oberc (1957 a). The present writer has investigated only its southern portion which is poorly indicated in the intersection. The gneisses, schists and paragneisses of this element occur as several sub-meridionally directed bands. The course of foliation in this part of the anticline has a sub-meridional strike and a westward dip, the lineation is inclined to the north at an angle from 10—20°. The results of the writer's field observations do not permit the determination of this element as an anticline. The evidence collected by J. Oberc from the area lying to the north, i. e. the vicinity of Bolesławiec, is, however, quite reliable.

Similarly as the Bolesławów anticline, the Pustosz — Siekierza syncline is only partly comprised in the area studied by the writer. Hence, the western limb of the syncline and the axial area were investigated by J. Oberc (1957 a), who distinguished this syncline on the basis of material collected in the vicinity of Siekierza.

Within the boundaries of the area investigated by the writer he was able to gain a knowledge of the structure of the eastern limb only, and of the southern termination of this element. The rather simple picture presented by the eastern limb may probably be connected with its monoclinial structure. Major secondary foldings are most likely lacking, too.

The phenomena which constitute the base for the tectonic interpretation of the Śnieżnik unit may be characterised as follows:

1. The strike of foliation has a sub-meridional direction (table II).

2. A change in the direction of the foliation dip occurs in the Śnieżnik unit along the line coinciding with the axis of the Kamienica syncline. The area west of that line dips east, that lying east of the line is characterised by the westward dip of foliation.

3. The older lineation and the B axes of the other microstructures, similarly as the foliation, display sub-meridional azimuths.

4. The axes of drag folds and of the remaining linear structures are inclined to the north within the northern part of the area discussed, to the South in the southern part (Międzygórze — Velke Vrbno elevation).

5. The maximum narrowness of the unit is observable in the elevated zone, where its width does not exceed 4.2 km. In the direction of the general northward and southward depressions it spreads out conspicuously to reach about 10 km. of width round Kletno and about 8 km. in the vicinity of Stare Miasto (tabl. III).

6. Along with the widening out of the Śnieżnik unit in the direction of the northern depression the Kamienica and Pustosz — Siekierza synclines spread out, too. The northernmost range is displayed by gneisses of the Bolesławiec anticline. In the axial zones of the Kamienica and Pustosz — Siekierza synclines the gneiss outcrops retreat to the south and are replaced by the schists and paragneisses of the Stronie synclinorium. In the narrowest zone of the Śnieżnik unit the role of its axis is taken over by the axis of the Kamienica syncline. A slightly inclined or even subhorizontal foliation is observable here.

7. Throughout the above described part of the Śnieżnik unit all the rock varieties display analogous lithological development and distribution.

8. Rather close analogies are noted between the eastern and the western boundary of the Śnieżnik unit. In both cases the rocks of this unit — with the exception of the Kletno overthrust — conformably contact with the adjacent schist-paragneiss zones. The schist series that dip below the Śnieżnik unit contain similar lithological varieties and display a similar sequence of beds.

9. In result of the Bielawa fault, which transverses the Śnieżnik unit, a number of various intersection horizons lie side-by-side on the surface. The same foldings may, however, be identified on either side of the fault.

10. The tectonic Biała Łądecka zone does not transect the entire Śnieżnik unit but dwindles away in the vicinity of Nowy Gieraltów. The presence of granulites north of this zone is the only point of difference between the opposite areas.

On the ground of the above observations the writer is inclined to suppose that, in contrast to the prevalent opinions, the Śnieżnik unit is not an anticlinal element but a major unit, with a synclinal character (fig. 3). It consists of the minor elements of the Kamiénica syncline, Bolesławów anticline and Pustosż — Siekierza syncline. In this conception the mica schists and paragneisses of the Bielice and Klečno zones are an underlying element in relation to the Śnieżnik unit, while the mica schists and paragneisses of the Stronie synclinorium, below which the Śnieżnik unit dips, represent the overlying element.

As has already been mentioned the same tectonic elements may be identified in areas sepa-

rated by the Bielawka fault. The northern limb of the fault has been upheaved. In this connection the bend of the Pustosż — Siekierza syncline occurs on the surface. It consists of gneisses which dip below the overlying schists and paragneisses of the Stronie synclinorium on the southern limb of the fault near Młynów.

A similar situation also exists on the opposite limbs of the Biała Łądecka fault zone. According to the writer a direct prolongation of elements which stretch southwards may be traced in the area north of that zone. Hence, it should be accepted that the granulites and eclogites in the vicinity of Gierałtów appear in the core of the synclinal element. This opinion is exactly contrary to that commonly held till now.

THE HISTORY OF THE GEOLOGIC EVOLUTION OF THE ŁĄDEK — ŚNIEŻNIK REGION

The history of the Łądek — Śnieżnik region which represents one of the most interesting geological areas of the Sudetes is far from being monotonous. All the orogenies, from the Precambrian, through the Caledonian and Variscan to the Saxonian, have undoubtedly affected this region very conspicuously.

It is commonly believed that the evolution of this region commenced in the Precambrian, when the thick series of the supracrustal rocks had been formed.

This series probably attained a thickness of some thousands of meters. Probably it displayed a strong lithological and facial differentiation.

The process of sedimentation ceased owing to one of the Precambrian orogenic phases which must have folded the series under consideration. At the same time it was subjected to regional metamorphism under conditions of moderately high temperature and strong pressure. It is hardly possible to determine in greater detail the tectonics resulting from the folding movements just mentioned.

The evolution of the later geological events reasonably suggests that the axes of the tectonic elements then approached a meridional direction.

The next evolutionary cycle that can be more accurately reconstructed comprised the subsidence of the discussed rocks to greater depths, and the development of metasomatic granitisation processes, probably associated with the next orogenic movements. Metasomatic granitisation that caused the formation of the Gierałtów and Śnieżnik gneisses was a very long lasting process, probably consisting of several evolutionary phases.

The differential development of granitisation was controlled by the original lithological differentiation of the supracrustal series and by its tectonics. Hence, it is not astonishing that often, rocks granitised to a greater extent overlie those that are less metasomatically altered. This arrangement must not be regarded as a result of folding but that of selective granitisation.

The metasomatic processes here mentioned, and the synchronous folding are responsible for the formation of complex structures. These consisted of rock series that had been variously affected by granitisation, but were linked together into one tectonic unity.

The tectonic elements must have contained distinctly developed microstructures with which they were genetically connected.

By the Caledonian orogeny the rigidity of rocks observed in the recent intersection horizons had increased owing to at least two phases of orogeny and through the accompanying processes of metamorphism and granitisation. A better knowledge of the events that occurred during the Caledonian orogeny in the Łądek — Śnieżnik region is greatly handicapped by the absence of rocks from the Caledonian geosyncline. A characterisation of this orogeny and the distinction of older dislocations is thus scarcely possible. The absence of Postcaledonian material handicaps the distinction of later deformations connected with the Variscan and Saxonian orogenies.

In the region under consideration the Caledonian orogeny was probably expressed by at least two phases. The first phase supposedly caused additional folding of older units, conformably with the earlier structures; the se-

cond phase was probably expressed by the appearance of transversal directions indicated by microstructures, and by major elevations and depressions. Moreover, similarly as during the Precambrian movements, conditions at that time favoured the development of rigid deformations, hence processes of cataclasis, possibly mylonitisation resulted. It is hardly possible to determine whether cataclasis was formed during the second phase already mentioned, or whether it is the result of a later phase of the Caledonian orogeny.

The Caledonian orogeny was followed by denudation which probably lasted until the Upper Devonian. During the Upper Devonian the process of gradation ceases and the region described is depressed in relation to the adjacent areas so that sedimentation occurs and causes the formation of the Kletno conglomerates. The absence in the conglomerate of material from the Łądek — Śnieżnik region suggests that the whole region was then a sedimentary depression, while the lack of well sorted material suggests rather abrupt sedimentation.

The Variscan orogeny caused only stiff deformations, probably polyphasic. At the commencement of this orogeny, i. e. during Bretonian phases, overthrusts occurred due to sub-equatorial compression. These overthrusts had a NNE—SSW direction, and an eastward in-

clination in the eastern zone of the area described, and a NW—SE direction with a westward inclination in the Kletno zone.

These movements are accompanied by the development of granitoids in the Złote and Bialskie Mts., as well as by hydrothermal processes. The next phases are characterised by meridional pressure resulting in the further development of more or less equatorial dislocations.

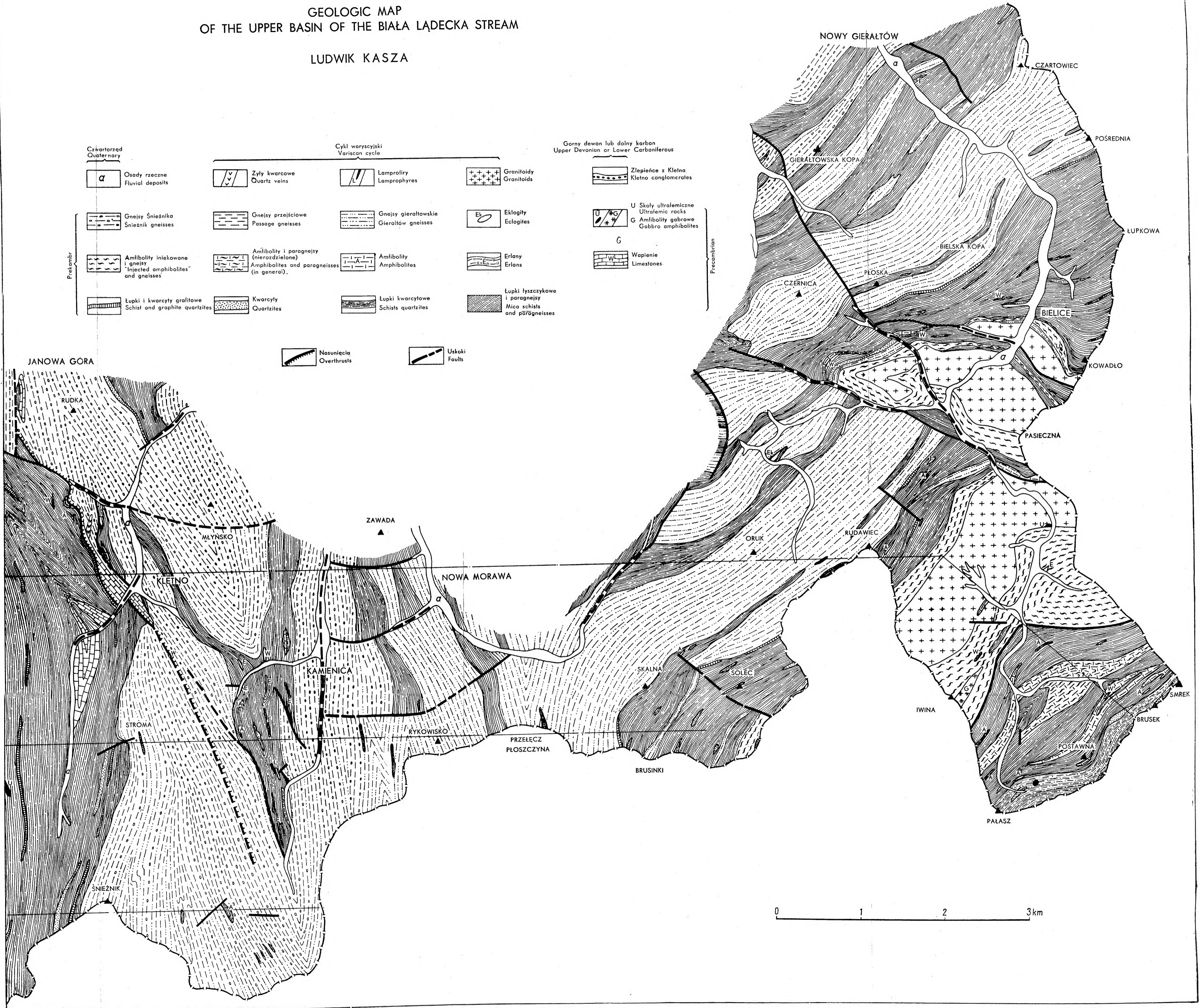
The youngest phases of Variscan orogeny were a time of the formation of vein rocks of the lamprophyre type, while all the Variscan phases are expressed by strongly advanced cataclasis and mylonitisation.

Very little can be said concerning the region discussed on the subject of Saxonian and pre-Saxonian movements. By analogy with areas containing Upper Cretaceous rocks it may be supposed that faults which were then formed are the result of several phases. Their development trends vary, causing mostly a vertical dislocation of rocks. The common opinion is that these faults occurred as later movements along earlier structures.

The Saxonian fault tectonics and the denudation processes, probably at work since Variscan time, are the main factors which had a share in determining the present morphology of the region here described.

MAPA GEOLOGICZNA
GÓRNEGO DORZECZA BIAŁEJ ŁĄDECKIEJ
GEOLOGIC MAP
OF THE UPPER BASIN OF THE BIAŁA ŁĄDECKA STREAM

LUDWIK KASZA



MAPA TEKTONICZNA
GÓRNEGO DORZECZA BIAŁEJ ŁAŃDECKIEJ

TECTONIC MAP
OF THE UPPER BASIN OF THE BIAŁA ŁAŃDECKA STREAM

LUDWIK KASZA

