

JERZY NIŚKIEWICZ

BUDOWA GEOLOGICZNA MASYWU SZKLAR (DOLNY ŚLĄSK)

(Tabl. XXV, XXVI i 3 fig.)

Geological structure of the Szklary Massif (Lower Silesia)

(Pl. XXV, XXVI and 3 Figs.)

Treść: W pracy przedstawiono szczegółowo budowę geologiczną masywu Szklar w świetle nowych materiałów pochodzących z wierceń. Podano ogólny opis petrograficzny wszystkich skał budujących ten masyw. Zwrócono uwagę na stosunek masywu serpentynitowego do skał osłony. Bliżej omówiono warstwę zwietrzeli „in situ”, oraz osady czwartorzędowe występujące na tym masywie.

WSTĘP

Masyw Szklar, będący tematem niniejszego opracowania, położony jest w odległości około 7 km na północ od Ząbkowic Śląskich. Tworzy on pasmo wzgórz wyraźnie zaznaczonych w morfologii i wydłużonych w kierunku północ — południe. W skład tego pasma wchodzi następujące wzniesienia: Wzgórze Siodłowe (375,0 m n.p.m.), Szklana Góra (372,0 m n.p.m.), Wzgórze Tomickie (345,0 m n.p.m.) i Wzgórze Koźmickie (307,2 m n.p.m.). Na zachodnim zboczu Szklanej Góry położona jest stacja kolejowa Szklary Ząbkowickie, natomiast na wschodniej stronie znajduje się wieś Szklary, od której przyjęło się nazywać omawiany masyw masywem serpentynitowym Szklar lub krótko masywem Szklar. Z punktu widzenia geologicznego obie nazwy nie są równoznaczne. Pod nazwą „masyw serpentynitowy Szklar” rozumie się tylko zasadniczy trzon masywu, który jest zbudowany z serpentynitów, natomiast nazwa „masyw Szklar” obejmuje jeszcze partie brzeżne tego masywu zbudowane ze skał metamorficzno-mylonitycznych.

Na obszarze masywu Szklar odwiercono w 1959—1964 roku 385 otworów badawczo-poszukiwawczych o średniej głębokości 50 metrów, z których uzyskano nowe materiały pozwalające na dokładniejsze poznanie budowy geologicznej tego masywu. Z wymienionej liczby otworów autor osobiście przebadał i opisał rdzenie z 340 otworów. Ponad to przestudiował wszystkie dostępne mu materiały archiwalne i przeprowadził potrzebne badania terenowe. Zebrane materiały zostały opracowane w Katedrze Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Wrocławskiego, a osiągnięte wyniki, dotyczące ogólnej budowy geologicznej masywu Szklar, zawarte są w niniejszej pracy.

Panu prof. dr K. Maślankiewiczowi, kierownikowi wyżej wymienionej Katedry serdecznie dziękuję za wiele wartościowych rad i kilkuletni trud kierowania pracą. Szczególne podziękowania składam także Panu prof. dr H. Teisseyrowi za dyskusję i cenne wskazówki. W badaniach petrograficznych chętnie służył mi doświadczeniem i po-

mocą kol. dr A. Majerowicz, natomiast w pracy terenowej i w zapoznaniu się z materiałami archiwalnymi kol. mgr J. Hartliński, geolog Zakładów Górniczo-Hutniczych „Szklary” — obu Kolegom wyrażam serdeczne podziękowanie. Pragnę również szczerze podziękować za życzliwą współpracę mgr inż. M. Preidl, mgr inż. Z. Gawrońskiej, drowi inż. T. Bireckiemu i St. Pamule, pracownikom Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie — wykonawcom dokumentacji geologicznej złoża rudy niklu „Szklary”.

Z HISTORII BADAŃ

W historii badań nad masywem Szklar wyróżnić można trzy kierunki związane z odrębnymi problemami i dotyczące różnych dziedzin nauk geologicznych. Najwcześniej, bo już w XVII wieku, rozwijają się badania mineralogiczne nad minerałami występującymi na obszarze tego masywu. Z początkiem XIX wieku zaczyna się rozwijać drugi kierunek badań dotyczący problemów geologiczno-petrograficznych, dążący do wyjaśnienia genezy serpentynitów i ich pozycji stratygraficznej. W latach osiemdziesiątych tego samego wieku, z chwilą odkrycia na tym obszarze złoża rudy niklu, pojawia się nowy problem do rozwiązania, a mianowicie problem budowy geologicznej złoża i jego genezy, który jest bodźcem do rozwoju nowego trzeciego kierunku badań. Wszystkie wymienione kierunki badań często zazębiają się z sobą i mają bogatą literaturę oraz są po dzień dzisiejszy nadal kontynuowane. Poniżej zostaną omówione krótko ważniejsze fakty z historii badań związanej z drugim kierunkiem.

Pierwszą publikacją, w której bliżej omówiono stosunki geologiczne panujące w rejonie masywu Szklar, jest praca J. Rotha (1867). Autor ten łączy genetycznie serpentynity ze skałami metamorficznymi (gnejsami, łupkami metamorficznymi) występującymi w tym rejonie, chociaż z powodu braku odsłonień, nie obserwował bezpośredniego kontaktowania się tych skał ze sobą. Jego zdaniem serpentynity Szklar stanowią produkt wietrzenia skał hornblendowych, a występujące żyły aplitowe (sacharyty) uważa za ich relikty.

H. Fischer (1871) po raz pierwszy zwraca uwagę, że serpentynity Szklar mają strukturę siatkowo-oczkową powstałą w wyniku serpentynizacji oliwinów. Fakt ten potwierdza Th. Liebisch (1877) uważając minerał serpentyn za pochodny oliwinów, a łusieczkowe skupiska talku za powstałe z przeobrażenia hornblendy. Studium próbek skalnych pochodzących z prac poszukiwawczych (szurfów) za chryzoprazem, prowadzonych w północnej części masywu Szklar (Wzgórza Tomickie i Koźmieckie), wśród których znajdowały się gnejsy hornblendowe, utwierdziło tego badacza w poglądzie wyrażonym przez J. Rotha, że serpentynity są jakoby bezpośrednio związane z gnejsami hornblendowymi. Jest to jednak związek przestrzenny, a nie wiekowy czy genetyczny.

H. Traube (1884), wskazuje na całkowite podobieństwo budowy geologicznej masywu Szklar z masywem serpentynitowym Braszowic-Grochowej. Wymieniony autor opisuje gabra z rejonu Szklar, które jakoby znalazł tutaj w formie luźnych bloków i stąd powyższy wniosek. Późniejsze badania jednak nie potwierdziły występowania gabra na obszarze masywu Szklar.

G. Gürich, w pracy z roku 1890, przedstawia bardzo ogólny opis geologiczny obszaru „Ząbkowice Śl.-Niemcza”, w którym autor ten pisze,

że masyw Szklar budują zasadniczo serpentynity powstałe z przeobrażenia skał oliwinowo-hornblendowych. H. Traube i G. Gürich w swoich pracach nie wypowiadają się co do tego, jakiego pochodzenia była skała oliwinowo-hornblendowa przyjmowana za skałę macierzystą serpentynitów. Na ten temat natomiast wypowiada się E. Dathe (1897) przyjmując bez uzasadniania, że zarówno gabra, amfibolity, jak i serpentynity są zmienionymi magmowymi skałami głębinowymi wchodzącymi w skład serii łupków krystalicznych. A. Sachs (1906) wyraża pogląd, że serpentynity Szklar są genetycznie związane z magmą gabroidalną, która ulegając dyferencjacji rozszczepiła się na człon zasadowy (oliwin i hornblenda) i na człon kwaśny (sacharyt i kwarc). Człon zasadowy uległ później procesowi serpentynizacji dając skałę serpentynitową. Zupełnie odmienny pogląd na genezę serpentynitów dolnośląskich (w tym i ze Szklar) wypowiada R. Lepsius (1913) uważając je za diabazy kambryjskie przekrystalizowane w strefie kontaktowej z masywami granitowymi.

Bardzo ważnym momentem w historii badań geologicznych masywu serpentynitowego Szklar było odkrycie na jego obszarze złoża rudy niklu przed r. 1889 (J. Niśkiewicz, 1963 a). W związku z tym przeprowadzono liczne prace górniczo-poszukiwawcze, a następnie przystąpiono do podziemnej eksploatacji złoża. Prace te dostarczyły dużo nowego materiału dowodowego, który pozwolił dokładniej poznać budowę geologiczną nie tylko samego złoża, lecz także masywu serpentynitowego, z którym jest ono związane genetycznie. Materiały te zbierali i opracowywali naukowo F. Beyerschlag i P. Kersch, publikując w r. 1913 wyczerpującą monografię o tym złożu. W pracy tej szeroko omówiona jest również geologia masywu Szklar, wyjaśniono wiele spornych problemów oraz podano wiele nowych faktów przyczyniających się do lepszego i dokładniejszego poznania stosunków geologicznych panujących na tym obszarze. Z ważniejszych osiągnięć tych badaczy należy wymienić odróżnienie gnejsów hornblendowych od tzw. sjenitów (dzisiaj nazywanych grano-diorytami lub ogólnie granitoidami — H. Dziedzicowa 1963), z których te ostatnie uznano słusznie za skały magmowe głębinowe związane genetycznie z masywami granitowymi. Stwierdzili oni dalej, że sjenit ten, jako młodsza intruzja, tworzy liczne apofizy w serpentynicie z charakterystycznymi utworami kontaktowymi, a tzw. sacharyt jest skałą żyłową powstałą z krystalizacji pomagmowych roztworów magmy granitoidowej. Jeżeli chodzi o pochodzenie serpentynitów to autorzy ci nie potrafili powiedzieć, jaką była właściwie skała pierwotna, która później uległa serpentynizacji. Wyrażają jednak pogląd, że serpentynity Szklar reprezentują oliwinowo-aktynolitową skałę kontaktową występującą w zasięgu metamorficznego oddziaływania intruzji mas granitoidowych.

Ph. Kraft (1915) był pierwszym badaczem, który na podstawie ogólnego studium wielu wystąpień skał serpentynitowych na całym świecie, z którymi związane są złoża magnezytu i rudy niklu, doszedł do wniosku, że skałami pierwotnymi serpentynitów (w tym również i tych ze Szklar) są skały eruptywne typu perydotytów lub dunitów czy im podobnych np. harchburgitów.

Dużym postępem w poznaniu geologii masywu Szklar były wyniki badań przeprowadzonych przez H. Cloosa (1920, 1922). Autor ten analizując pozycję tektoniczną masywów serpentynitowych na obszarze Sudetów Środkowych i ich przedpola potwierdza eruptywny (perydoty-

towy) charakter tych skał, na co wskazywać ma między innymi ich związek z ważnymi strefami tektonicznymi. Jeżeli chodzi o sam masyw serpentynitowy Szklar, to po raz pierwszy zwraca on uwagę na jego silne zaangażowanie tektoniczne wyrażające się z jednej strony już samą formą występowania — cztery duże soczewy ułożone w jednej linii i w morfologii zaznaczone jako wzgórza, zaś z drugiej strony w silnym spękaniu skały, co zostało wykorzystane przez liczne i różnorodne skały żyłowe, a także przez czynniki wietrzeniowe, które doprowadziły do powstania miejscami nawet bardzo grubego płaszcza zwietrzeliny. Zwraca on również uwagę na zafałdowanie lub ewentualnie zazębienie się (ze względu na silne zwietrzenie trudno było ustalić) gnejsów z serpentynitami na wschodniej granicy tego masywu.

Zachowując porządek chronologiczny należy w tym miejscu wspomnieć o pracy L. Finckha z r. 1923. Uważa on zarówno gabra, jak i perydotyty za nieco wcześniejsze intruzje od intruzji stanowiących obecnie granitognejsy Gór Sowich — mają one jednak pochodzić z tego samego ogniska magmowego. Wiek tych intruzji ustala on na przedgórnodowoński, a prawdopodobnie posylurski. Przeobrażenie perydotytów w serpentynity nastąpiło zdaniem L. Finckha pod wpływem faz pneumatolitycznych intruzji granitoidów waryscyjskich sąsiadujących z serpentynitami.

W latach dwudziestych obecnego wieku szczegółowe zdjęcie geologiczne, w skali 1 : 25 000 na arkuszach Piława Górna i Ciepłowody, na których występuje masyw Szklar, opracował E. Meister (1932 a, b). Autor ten nie był przekonany co do słuszności poglądu H. Cloosa (1920) traktującego masyw serpentynitowy Szklar jako cztery oddzielone od siebie soczewy ułożone w jednej linii w wyniku tektonicznego wywalcowania. Ze względu na silne zakrycie terenu osadami czwartorzędowymi E. Meister nie mógł metodami kartograficznymi wyjaśnić swoich wątpliwości, więc zlecił K. Stöckemu (1931) wykonanie zdjęcia magnetycznego tego masywu. Najważniejszym wynikiem wykonanego zdjęcia było dowiedzenie, że masyw serpentynitowy Szklar jest masywem jednolitym, a nie rozbitym na cztery soczewy. Z przebiegu izoanomali natężenia składowej pionowej pola magnetycznego można odczytać przybliżony kształt tego masywu, który zdaniem K. Stöckego jest rozbity większymi dyslokacjami (zatokowe wyginanie się izoanomali) na duże bloki, które stromo zapadają bądź w kierunku E lub W, co wynikałoby z zagęszczenia tychże izoanomali.

Na zakończenie powyższych notatek z historii badań geologiczno-petrograficznych serpentynitów w ogóle, a masywu Szklar w szczególności, pragnę wspomnieć jeszcze o pracy A. Gawła (1957), w której autor ten podał nowy pogląd na genezę serpentynitów. Przyjmuje on, że serpentynizacja skał perydotytowych (dunitowych) wywołana została intruzją magmy gabrowej odznaczającą się dużą ilością pary wodnej. Masywom serpentynitowym w Sudetach często towarzyszą mniejsze lub większe wystąpienia skał gabrowych, tak więc oddziaływanie intruzji gabrowych na przebieg serpentynizacji jest prawdopodobne.

BUDOWA GEOLOGICZNA REGIONU

Masyw Szklar występuje w strefie dyslokacyjnej Niemczy (fig. 1). Strefa ta stanowi wschodni brzeg kry gnejsów sowiogórskich (J. Oberg, 1960) i ma dość wyraźne granice od zachodu ku wschodowi. Granicą za-

chodnią jest prawdopodobnie uskok (nasunięcie), który ścina ogólnie biorąc równoleżnikowe kierunki fałdowań w gnejsach sowiogórskich, oddzielając je od południkowych fałdowań serii skalnych strefy dyslokacyjnej Niemczy. Granica ta, według podziału J. Oberca, jest granicą między jednostkami geologicznymi niższego rzędu. Wschodnia granica natomiast oddziela od siebie jednostki geologiczne wyższego rzędu, a mianowicie krę gnejsów sowiogórskich (w której skład wchodzi strefa dyslokacyjna Niemczy) od metamorfiku Śnieżnika — Kamieńca Ząbkowickiego. Granica ta ma również charakter tektoniczny i jest nią przypuszczalnie nasunięcie, zwane nasunięciem Niemczy (J. Oberc, 1957). Granica północna i południowa omawianej strefy są ukryte pod osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. W kierunku północnym sięga ona prawdopodobnie po masyw Sobótki, a w kierunku południowym po uskok sudecki brzeżny.

Strefę dyslokacyjną Niemczy budują serie skalne bardzo zróżnicowane petrograficznie. Ogólnie można wyróżnić dwie grupy skał:

I. Skały mylonityczne uprzednio zmienione przez metamorfozę regionalną¹

II. Skały intruzywne.

Do pierwszej grupy zalicza się wydzielone na tym obszarze przez L. Finckha (1925) i E. Meistera (1932 a, b) następujące serie skalne:

1. Serię kwarcytów grafitowych i kwarcytów jasnych,
2. Serię łupków fyllitowych, szarogłazów i arkoz przeobrażonych wtórnie w biotytowe skały rogowcowe (Biotithornfelsschiefer) i łupków szarogłazowych (Grauwackenschiefer),
3. Serię biotytowych skał rogowcowych, które na skutek iniekcji magmy granitoidowej nabrały cech skał gnejsowych (gneisartige Schiefer),
4. Serię gnejsów sowiogórskich.

Pierwsze dwie serie wykazują cechy skał epimetamorficznych, słabo przeobrażonych i dlatego przez długi czas były uważane za serie staropaleozoiczne. Pierwszej serii L. Finckh (1925), E. Meister 1932 a, b) i E. Bederke (1929 b) przypisywali wiek sylurski, natomiast dla drugiej serii L. Finckh (1925) przyjmuje wiek kulmowy, E. Meister zaś (1932 a, b) i E. Bederke (1929 b) wiek sylurski. Trzecia seria skał wykazująca cechy skał gnejsowych została zaliczona przez wymienionych badaczy do serii staropaleozoicznych przeobrażonych raz w warunkach epimetamorfozy, a wtórnie kontaktowo i pod wpływem iniekcji magmy granitoidowej. Ostatnią, czwartą serię skał stanowią gnejsy sowiogórskie wynurzające się wyspowo wśród utworów pierwszych trzech serii, od których różnią się między innymi wyższym stopniem metamorfozy.

Wydzielone przez L. Finckha i E. Meistera serie skalne w strefie dyslokacyjnej Niemczy określił K. H. Scheumann (1937) jako blastomylonityczne derywaty gnejsów sowiogórskich. W konsekwencji została zmieniona przynależność stratygraficzna omawianych skał, dla których przyjęto wiek prekambryjski. Przekonywająca dokumentacja zawarta w pracy K. H. Scheumanna spowodowała, że większość badaczy odtąd określa omawiane skały metaformiczne nazwą „mylonitów z Niemczy”, a strefę ich występowania strefą dyslokacyjną Niemczy,

¹ Na dalszych stronach niniejszego opracowania będzie się je krótko określać jako skały metamorficzno-mylonityczne.

którą to nazwę wprowadził K. H. S c h e u m a n n (1937). Nowe obserwacje i wnioski do tego zagadnienia wnosi praca H. D z i e d z i c o w e j (1961 a). Autorka stwierdza w tej strefie obecność skał podobnych do występujących w metamorfiku Śnieżnika — Kamieńca Ząbkowickiego.

Do drugiej grupy skał strefy dyslokacyjnej Niemczy zalicza się skały magmowe intruzywne. Są to skały zasadowe typu perydotytu, gabra i diabazu, zwykle przeobrażone w serpentynity i amfibolity, oraz skały kwaśne typu skał granitoidowych, w starszej literaturze określone jako „sjenity z Niemczy”.

Serpentynity występują w omawianym regionie w formie dwóch samodzielnych masywów (Broszowic-Grochowej — na S od Ząbkowic Śl., Szklar — na N od Ząbkowic Śl.) wynurzających się spod osadów kenozoicznych. Jak wskazuje obecność reliktyw oliwinu i diallagu, skały te reprezentują prawdopodobnie przeobrażone perydotyty oliwinowe (dunity) i perydotyty diallagowe (werlity).

Gabra występują w omawianym regionie jako jeden samodzielny masyw (Przedborowy-Kozińca) na granicy kry sowiogórskiej i strefy dyslokacyjnej Niemczy oraz jako dwa mniejsze masywy towarzyszące serpentynom okolic Grochowej. Skały gabrowe masywu Przedborowy-Kozińca, według badań H. D z i e d z i c o w e j (1961b), należy zaliczyć do amfibolitów. Żył gabrowe często przecinają serpentynity wskazują na swój młodszy wiek.

Amfibolity występują między Niemczą a Wilkowem Śl. jako pasmo o kierunku N-S, szerokości kilkuset metrów, długości kilku kilometrów. Zdaniem O. T i e t z e g o (1919) są to amfibolity diabazowe. Prócz tego amfibolity występują w formie żył i soczewek w masywach serpentynitowych oraz jako wkładki wśród serii skalnych pierwszej grupy. Towarzyszą one także granitoidom.

Skały granitoidowe („sjenity z Niemczy”) występują na omawianym obszarze w formie niewielkich masywów, żył i soczew. K. S m u l i k o w s k i (1958) zalicza je do granodiorytów, jednak ze względu na dużą zmienność składu mineralnego nadaje im ogólną nazwę granitoidów. Szczegółowe studium nad granitoidami strefy dyslokacyjnej Niemczy przeprowadziła H. D z i e d z i c o w a (1963), wyróżniając dwie odmiany granitoidów: odmianę średnioziarnistą i odmianę drobnoziarnistą. Obydwie odmiany granitoidów tworzą intruzje zgodne wśród skał osłony i stanowią, zdaniem autorki, skały magmowe syntektoniczne, podobnie jak to wcześniej przyjmowali E. B e d e r k e (1928) i H. T e i s s e y r e (1957).

W starszej literaturze przyjmuje się dla skał zasadowych wiek staropaleozoiczny (orogeneza kaledońska), natomiast granitoidy wiąże się wiekowo z orogenezą waryscyjską. Ostatnio J. O b e r c (1960) wyraził pogląd, że intruzji skał zasadowych nie należy łączyć z orogenezą kaledońską. Dostrzegając silny związek tych skał z seriami skalnymi fundamentu starokrystalicznego Sudetów przypisuje im wiek proterozoiczny. Intruzje kwaśne (granitoidy) strefy dyslokacyjnej Niemczy wymieniony autor wiąże z orogenezą waryscyjską — fazą asturyjską.

Wraz z rozwojem badań zmieniały się poglądy na ogólną budowę geologiczną strefy dyslokacyjnej Niemczy. L. F i n c k h (1925) i E. M e i s t e r (1932 a, b) traktowali ją jako rów tektoniczny wypełniony zafałdowanymi i przeobrażonymi osadami staropaleozoicznymi, wśród których występują skały magmowe orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej, a tylko w partiach brzeżnych, zwłaszcza na kontakcie z gnejsami kry

sowiogórskiej miały występować serie mylonityczne. E. Bederke (1929 a) przyjmuje, że strefa ta jest rowem synklinalnym (Faltungsgraben), który w czasie orogenezy waryscyjskiej został silnie zwężony. W wyniku tego wypełniające go osady zostały wyciśnięte (nasunięte) poza jego brzegi. K. H. Scheumann (1937) widzi strefę dyslokacyjną Niemczy w szerszych granicach, niż to przyjmowali starsi autorzy. Jego zdaniem skały mylonityczne występują również na pewnej przestrzeni poza wydzielonymi przez L. Finckha i E. Meistera granicznymi liniami tektonicznymi tej strefy. Według poglądu J. Oberca (1957) omawiany obszar jest wschodnim brzegiem kry gnejsów sowiogórskich, które zostały wyciśnięte z głębi zmylonityzowane i nasunięte na metamorfik Śnieżnika — Kamieńca Ząbkowickiego.

BUDOWA GEOLOGICZNA MASYWU SZKLAR

W budowie geologicznej masywu Szklar wyróżnić należy serpentynity tworzące właściwy masyw i skały metamorficzno-mylonityczne stanowiące jego osłonę. Zarówno serpentynity, jak i skały osłony przecinają żyły leukokratyczne i melanokratyczne. Wszystkie wymienione skały natomiast przykrywa warstwa zwietrzeliney „in situ”. Całość z kolei przykrywają osady czwartorzędowe, spod których wynurzają się na powierzchnię tylko serpentynity.

Skały osłony

Są to skały metamorficzno-mylonityczne reprezentowane przede wszystkim przez gnejsy i amfibolity, obok których stwierdzono również mylonity i kataklazyty.

Gnejsy wchodzące w skład osłony masywu serpentynitowego Szklar można podzielić na podstawie makroskopowych badań struktur i tekstur na następujące odmiany:

- I. Gnejsy laminowane o strukturze drobno-granoblastycznej ze sporadycznie występującymi porfiroblastami i teksturze łupkowej. Grubość lamin waha się w granicach jednego do kilku milimetrów. Miejscami jasne minerały tworzą drobne soczewki nadające skale charakter gnejsu oczkowego. Gnejsy laminowane ilościowo przeważają wśród gnejsów masywu Szklar, jakby to wynikało z ilości otworów, w których je nawiercono. Z tego względu należy je uznać za główną odmianę gnejsów tutaj występujących.
- II. Gnejsy soczewkowo-oczkowe o strukturze granoblastycznej z pojedynczymi porfiroblastami (skaleniovymi, bardzo rzadko kwarcowymi) i teksturze gnejsów. Często wykazują one liczne, drobne zafałdowania, jak to stwierdzono w próbkach z kilku otworów, zwłaszcza po wschodniej stronie masywu Szklar. Mają one wtedy charakter gnejsów migmatyticznych. Gnejsy soczewkowo-oczkowe zajmują drugie miejsce wśród gnejsów pod względem częstości ich stwierdzania w otworach badawczych na omawianym obszarze.
- III. Gnejsy o słabo zaznaczonej teksturze kierunkowej wykazujące strukturę grubogranoblastyczną i teksturę gnejsową, partiami bezładną. Gnejsy te zostały nawiercone w wielu otworach po zachodniej i wschodniej stronie masywu Szklar i podobnie jak powyższe odmiany gnejsów nie wykazują żadnej regularności w występowaniu. Pod względem częstotliwości ich nawiercenia ustępują one gnejsom laminowanym i soczewkowo-oczkowym.

Badania mikroskopowe wskazują, że wyżej wymienione odmiany gnejsów są bardzo podobne do siebie pod względem składu mineralnego, natomiast różnią się strukturą i teksturą. Charakterystycznymi strukturami dla tych skał są struktury granolepidoblastyczna i porfiroblastyczna. Najczęściej spotykano w badanych szlifach strukturę granolepidoblastyczną z pojedynczymi porfiroblastami. Miejscami, gdzie przeważały kryształy amfiboli, obserwowano strukturę nematoblastyczną. Badając tekstury omawianych gnejsów wyróżniono teksturę łupkową (warstwowe ułożenie ziarn mineralnych), teksturę gnejsową (smugowe ułożenie ziarn mineralnych) i teksturę prawie bezładną.

W składzie mineralnym główną rolę odgrywają skalenie (plagioklasy kwaśne i skałen potasowy), kwarciec, łyszczyki (głównie biotyt) i amfibole (hornblendy zwyczajna). Minerale poboczne występują z reguły tylko w postaci pojedynczych ziarn, którymi są: tytanit (miejscami tworzy większe skupiska), apatyt, granaty i tlenki żelaza.

Skalenie tworzą ksenoblastyczne agregaty i porfiroblasty. W ogólnej masie przeważają plagioklasy, chociaż udział skalenia potasowego jest również znaczny. Porfiroblasty skaleniowe korodują sąsiadujące z nimi drobniejsze agregaty skaleniowo-kwarcowe i amfibole, zamykając w sobie bardzo często nie skorodowane resztki tych minerałów (tabl. XXV, fig. 1). Na kontakcie skalenia potasowego i plagioklastu obserwowano niekiedy myrmekit (tabl. XXV, fig. 2). W skaleniu potasowym stwierdzono dość często przerosty pertytowe i mikropegmatytowe. Skalenie sodowo-wapniowe tworzą z reguły zbliźniaczenia albitowe, miejscami peryklinowe i karlsbadzkie. Wygaszają światło niejednorodnie — mozaikowo. Są silnie zsercytyzowane, przy czym sercytyzacją objęte są głównie partie centralne skaleni i płaszczyzny łupliwości.

Kwarciec tworzy zasadniczo tylko agregaty zbudowane z drobnych, ksenoblastycznych kryształów, wśród których występują czasami również skalenie. Większe blasty tworzy sporadycznie. Wykazuje faliste wygaszanie światła.

Łyszczyki tworzą kryształy w dużym stopniu idiomorficzne. Zasadniczym minerałem jest biotyt, który w głównej mierze powstał na drodze biotytyzacji hornblendy, po której często tworzy doskonałe pseudomorfozy. Zaobserwowano również wyraźną zależność pomiędzy ilością biotyty i hornblendy. Muskowit spotyka się w ilościach bardzo podrzędnych.

Amfibole występują jako kryształy w dużym stopniu idiomorficzne. Są one reprezentowane tylko przez hornblendę zwyczajną, która wykazuje α/γ równy 22° . Jak już wyżej wspomniano, powszechnym zjawiskiem jest biotytyzacja hornblendy.

Z minerałów pobocznych na uwagę zasługuje tytanit, który miejscami tworzy większe nagromadzenia pojedynczych ziarn. Apatyt i granat spotykane są tylko jako pojedyncze kryształy (w mniejszych ilościach od tytanitu). Tlenki żelaza rzadko tworzą formy o regularnych zarysach, lecz z reguły grudkowate skupiska stanowiące wtórny produkt po skorodowanych minerałach femicznych.

Należy zwrócić również uwagę na często obserwowaną kataklazę minerałów, przy czym drobne przesunięcia można najlepiej obserwować na przemieszczeniu względem siebie rozerwanych prążków zbliźniaczeń skaleni (tabl. XXV, fig. 3).

Podsumowując wyniki makroskopowych i mikroskopowych badań omawianych gnejsów należy stwierdzić, że są to skały o wysokim stopniu

metamorfozy, która częściowo miała charakter ultrametamorfozy, jakby na to wskazywały np. migmatyczne rodzaje gnejsów.

Wszystkie wyżej opisane odmiany gnejsów odpowiadają wydzielonym przez E. Meistera (1932 a, b) „biotytowym łupkom hornfelsowym” (Biotithornfelsschiefer), które K. H. Scheumann (1937) uważał za skały blastomylonityczne.

Amfibolity występują zasadniczo wzdłuż południowo-zachodniej granicy masywu serpentynitowego Szklar w formie wąskich wychodni i graniczą od wschodu z serpentynitami, a od zachodu z gnejsami (fig. 2). W oparciu o makroskopowe badania struktur i tekstur amfibolity te można podzielić na dwie odmiany:

- I. Amfibolity soczewkowo-oczkowe zbudowane są ze składników jasnych i ciemnych. Wykazują one strukturę granonematoblastyczną z pojedynczymi porfiroblastami. Teksturę mają laminarno-łupkową. Grubość lamin jest z reguły rzędu milimetrów, wyjątkowo kilku centymetrów. Czasami laminy są silnie wyfałdowane, a niektóre drobne fałdki przypominają fałdki typu migmatytycznego, jakie obserwuje się w gnejsach migmatytycznych. Ta odmiana amfibolitu jest najczęściej spotykana na badanym obszarze. Do niej należy również zaliczyć amfibolity o teksturze gnejsowej — na czarno zielonym tle amfiboli występują soczewkowe skupiska plagioklazów nadając skale pstrą barwę.
- II. Amfibolity masywne — bez laminacji wykazują strukturę granonematoblastyczną i teksturę kierunkową, partiami bezładną. Tę odmianę obserwowano tylko w jednym otworze.

Badania mikroskopowe wskazują, że wyżej opisane odmiany amfibolitów są do siebie bardzo zbliżone pod względem składu mineralnego, natomiast różnią się strukturą i teksturą. W badanych szlifach wykazały one dwa zasadnicze typy struktur: granonematoblastyczną i porfiroblastyczną. Najczęściej występowała struktura granonematoblastyczna z pojedynczymi porfiroblastami. Tekstury natomiast spotkano następujące: laminarno-łupkową (warstewkowe ułożenie kryształów), gnejsową (smugowe ułożenie agregatów amfiboli i skaleni) oraz bezładną (w obrębie zasadniczej masy bezładnie ułożonych kryształów skaleni i amfiboli spotyka się pojedyncze lub partiami kierunkowe ułożone słupki amfiboli).

W składzie mineralnym główną rolę odgrywają amfibole (hornblenda zwyczajna) oraz plagioklasy (andezyn). Z minerałów pobocznych stwierdzono tytanit, klinozoizyt, chloryt, piryty oraz tlenki żelaza.

Amfibole są reprezentowane głównie przez hornblendę zwyczajną o kącie wygaszania światła $z/\gamma = 20^\circ$ i o wyraźnym pleochroizmie: α = bladożółty, β = oliwkowy, γ = ciemnozielony. Kryształy jej są przeważnie dobrze wykształcone, prawie idiomorficzne. Obserwowano proste bliźniaki według 100. Część hornblendy tworzy wydłużone do pokroju igiełek kryształy o własnościach uralitu, które z reguły wychodzą poza obręb pseudomorfozy, przetykając porfiroblasty plagioklazowe (tabl. XXV, fig. 4). Świadczą one o silnej rekryształizacji całej masy skalnej.

Plagioklasy mają kształty głównie ksenoblastyczne i należą do członów oligoklazowo-andezynowych z przewagą andezynu. Tworzą one mozaikowe agregaty kryształów. Bardzo często spotyka się porfiroblasty plagioklazu rozwijające się kosztem tła skalnego zbudowanego z pierwotnie drobniejszych ziarn plagioklazów, a także amfiboli (tabl. XXV, fig. 5-6) i zamykające w sobie ich nie skorodowane resztki. Prócz tego porfiroblasty plagioklazu są zwykle popretykane igielkami uralitu. Najczęściej

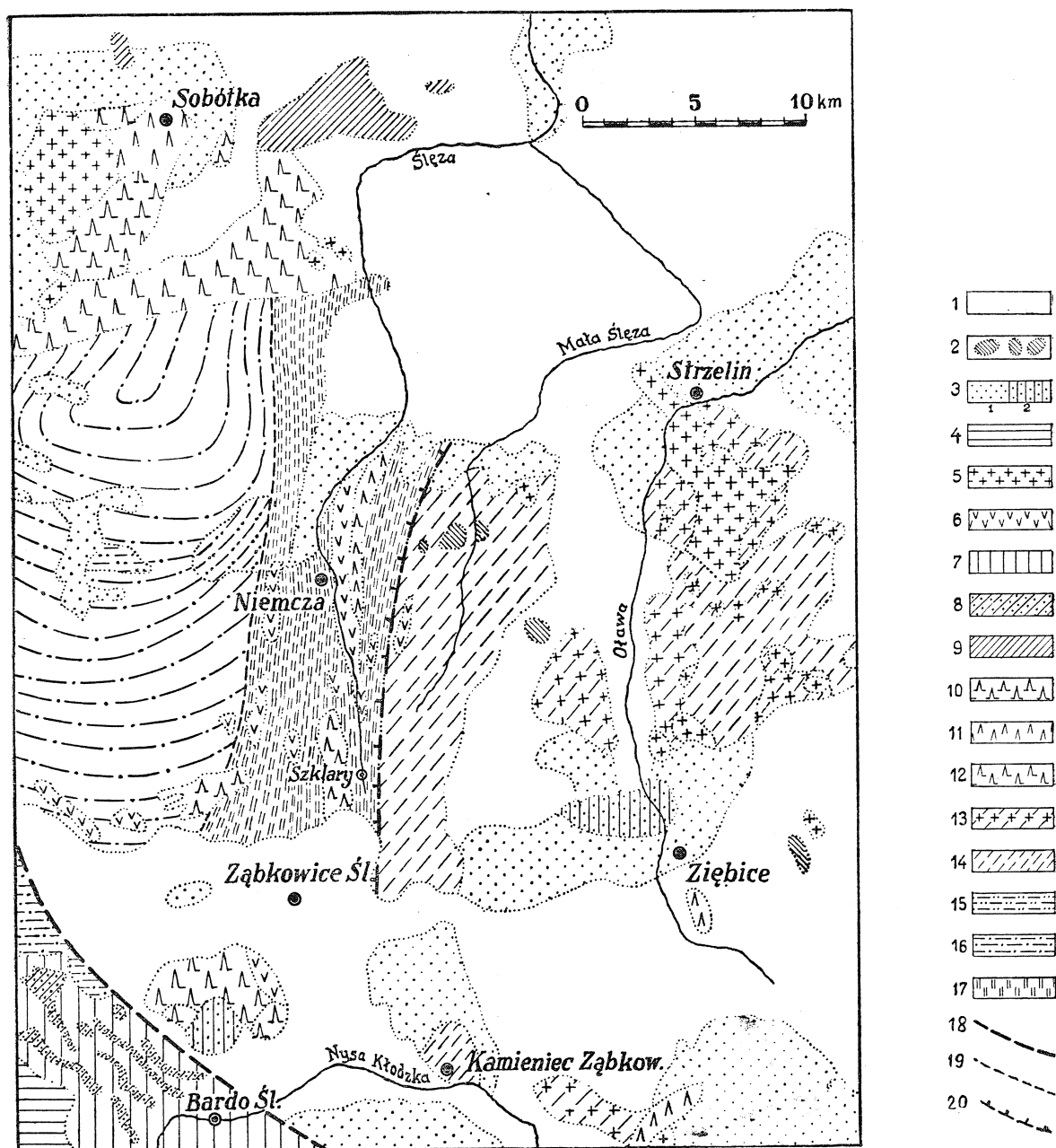


Fig. 1. Przeglądowa mapa geologiczna okolic Ząbkowic Śląskich, opracowana według H. Teisseyre'a i J. Oberca. 1 — osady czwartorzędowe; 2 — bazalty trzeciorzędowe; 3.1 — osady trzeciorzędowe; 3.2 — osady trzeciorzędowe z wkładkami węgla brunatnego; 4 — perm, czerwony spagowiec; intruzje waryscyjskie; 5 — granity; 6 — skały granodiorytowe; 7 — karbon dolny, facja kulmowa; 8 — starszy paleozoik Gór Bardzkich; 9 — starszy paleozoik przedsudecki, intruzje proterozoiczne; 10 — gabbro; 11 — amfibolity; 12 — serpentyny; metamorfik Śnieżnika — Kamieńca Ząbkowskiego, proterozoik; 13 — gnejsy i migmatyty; 14 — łupki metamorficzne; proterozoik i archaik; 15 — ortognejsy sowiogórskie; 16 — paragnejsy i migmatyty sowiogórskie; 17 — skały metamorficzno-mylonityczne strefy dyslokacyjnej Niemczy; 18 — uskoki sudecki brzeżny; 19 — uskoki przypuszczalny; 20 — nasunięcie Niemczy

Fig. 1. Map reviewing geology of the Zabkowice Śląskie area, after H. Teisseyre and J. Oberca: 1 — Quaternary sediments; 2 — Tertiary basalts; 3.1 — Tertiary sediments; 3.2 — Tertiary sediments with deposits of brown coal; 4 — Rotliegende (Permian); Hercynian intrusions; 5 — granites; 6 — granodiorite rocks; 7 — Lower Carboniferous, Kulm facies; 8 — Lower Palaeozoic of the Bardzkie Hills; 9 — Lower Palaeozoic of the Fore-Sudetic area; Proterozoic intrusions; 10 — gabbro; 11 — amphibolites; 12 — serpentinites; Proterozoic metamorphic rocks of the Śnieżnik Kamieniec Ząbkowski area; 13 — gneisses and migmatites; 14 — schists; Proterozoic and Archaean; 15 — Sowiogóry orthogneisses; 16 — Sowiogóry paragneisses and migmatites; 17 — metamorphic rocks and mylonites of the Niemcza dislocation zone; 18 — Sudetic border fault; 19 — presumed fault; 20 — Niemcza overthrust

spotykane rodzaje zbliźniaczeń omawianych plagioklazów to zbliźniaczenia albitowe i peryklinowe, występujące niekiedy na jednym osobniku (tabl. XXV, fig. 7). Kryształy plagioklazów wykazują niejednorodno-mozaikowe wygaszanie światła. Na powierzchniach wielu kryształów występują łuseczkowate agregaty serycytu. Serycytyzacja rozwija się głównie w partiach centralnych kryształów i wzdłuż płaszczyzn łupliwości.

Minerały poboczne są głównie reprezentowane przez pojedyncze kryształy. Jedynie tytanit miejscami tworzy skupiska składające się z kilku osobników. Klinozoizyt i chloryt występują jako wtórne produkty w podrzędnych ilościach. Piryty tworzy kryształy o własnych kształtach i występuje sporadycznie. Tlenki żelaza obserwujemy głównie jako pozostałości po przeobrażonych minerałach femicznych w formie gruzełkowych, nieregularnych skupień.

Należy podkreślić, że podobnie jak w gnejsach, tak i w badanych amfibolitach stwierdzono kataklazę składników skalnych, najlepiej widoczną na przesunięciu prążków bliźniaczych wzdłuż płaszczyzn pęknięć. Szczeliny pęknięć mogą być wtórnie zabliźnione plagioklazem.

Cechy strukturalne i teksturalne amfibolitów wskazują, że skały te stanowią jeden kompleks skalny z wyżej opisanymi gnejsami, o podobnym stopniu metamorfozy i podobnie późniejszych znamionach kataklazy.

Występowanie amfibolitów w rejonie masywu Szklar nie było dotychczas znane. E. Meister (1932a, b) stwierdza jednak ich obecność wśród skał metamorficzno-mylonitycznych strefy dyslokacyjnej Niemczy, a ich opis petrograficzny i sposób występowania jest podobny do omówionych amfibolitów.

Mylonity i kataklazyty występują w formie wkładek wśród skał osłony masywu serpentynitowego Szklar. Mylonity stwierdzono w dwóch otworach wiertniczych w południowej części badanego obszaru, natomiast kataklazyty nawiercono w kilku otworach, prawie wyłącznie w części północnej. Obie odmiany skalne obserwowano po zachodniej stronie masywu Szklar.

Mylonity są skałami o strukturze afanitowej z pojedynczymi większymi ziarnami skaleni barwy jasnobrązowej. Badania mikroskopowe wykazały, że buduje je agregat drobniotkich minerałów głównie o pokroju blaszkowym i łuseczkowym. Wśród minerałów wyróżniono: bardzo drobniotkie plagioklasy (między innymi albit), łuszczyki, serycyt, chloryt, epidot, zoizyt, resztki amfiboli oraz smugi i skupiska tlenków żelaza. Opisane mylonity wykazują wyraźną foliację prawie pionową, czyli zgodną z powszechnie obserwowanym kierunkiem foliacji we wszystkich skałach budujących kompleks skał osłony masywu serpentynitowego Szklar. Mylonity te stanowią wkładki miąższości około 3 m występujące na granicy między gnejsami i amfibolitami.

Kataklazyty makroskopowo wyglądają na skałę wylewną o strukturze porfirowej i teksturze bezładnej, lecz licznymi odmianami pośrednimi wyraźnie łączą się z gnejsami, wśród których występują przypuszczalnie jako wkładki. Odmiany zbliżone wyglądem do gnejsów mają wyraźną foliację pionową lub prawie pionową, strukturę droбноoczkową i teksturę ukierunkowaną (gnejsową). Pod mikroskopem omawiane kataklazyty wykazują strukturę porfiroklastyczną (tabl. XXV, fig. 8) i teksturę bezładną (właściwe kataklazyty) lub ukierunkowaną (odmiany zbliżone do gnejsów). W składzie mineralnym wyróżnić można dwa zasadnicze elementy: porfiroklasty i otaczający je agregat minerałów łus-

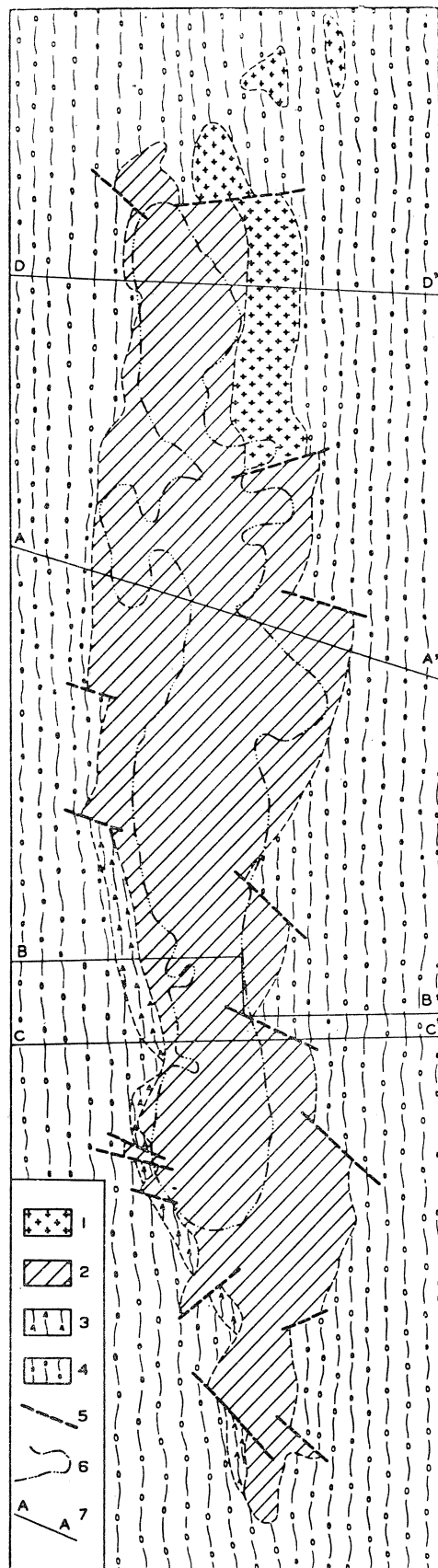


Fig. 2. Mapa geologiczna masywu Szklar: 1 — granitoidy; 2 — serpentyny; skały metamorficzno-mylonityczne; 3 — amphibolity; 4 — gnejsy; 5 — przypuszczalne uskoki; 6 — granica masywu serpentynitowego według zdjęcia magnetycznego

(K. Stöcke, 1931); 7 — linie przekrojów geologicznych
Fig. 2. Geological map (solid) of the Szklary Masif: 1 — granitoids; 2 — serpentinites; Metamorphic rocks; 3 — amphibolites; 4 — gneisses; 5 — presumed faults; 6 — limits of the serpentinite massif from magnetic maps (K. Stöcke, 1931); 7 — line of cross-section

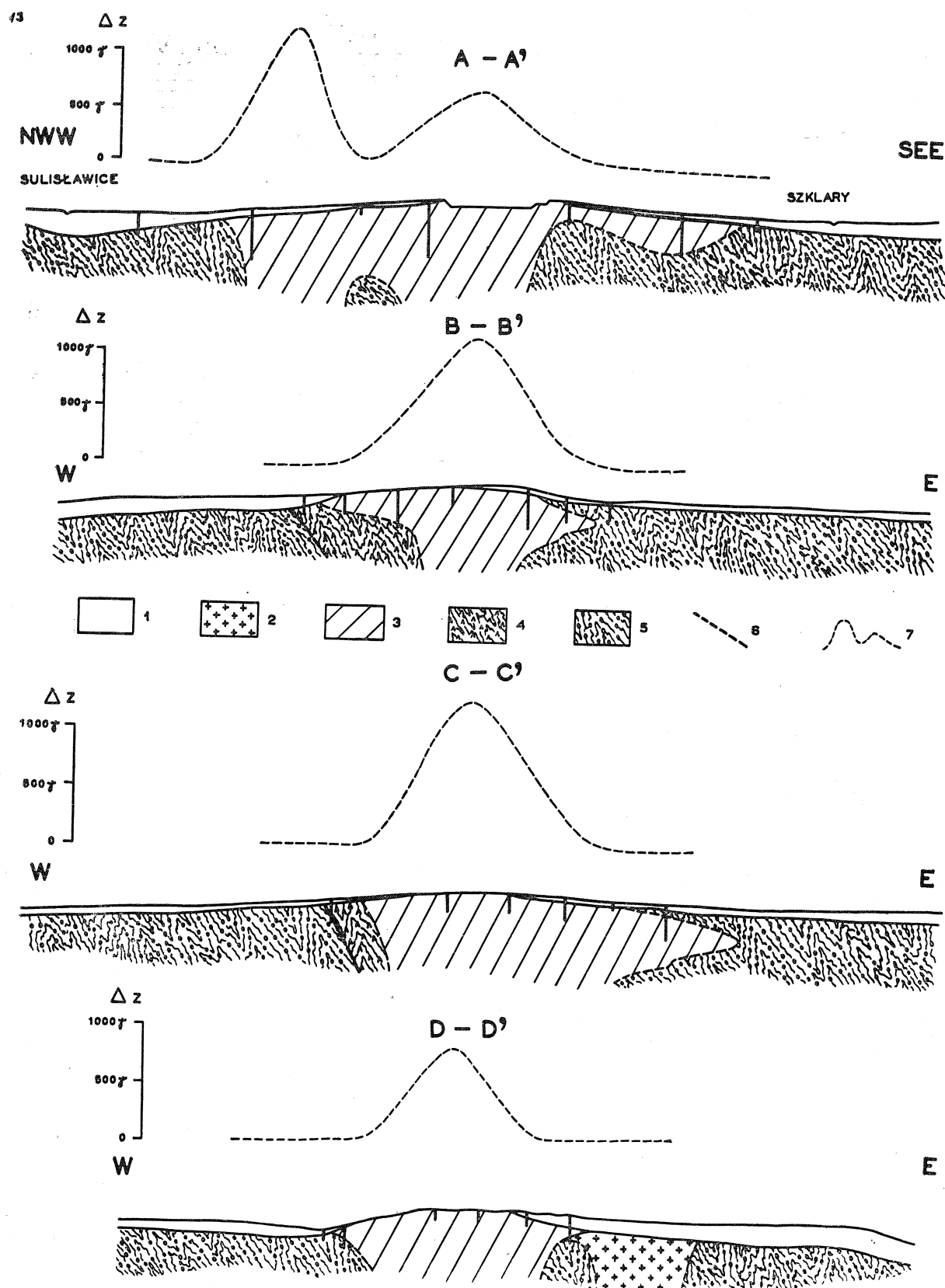


Fig. 3. Przekroje geologiczne przez masyw Szklar: 1 — osady czwartorzędowe; 2 — granitoidy; 3 — serpentynity; skały metamorficzno-mylonityczne; 4 — amfibolity; 5 — gnejsy; 6 — przypuszczalne uskoki; 7 — izoanomalia magnetyczna (K. Stöcke, 1931)

Fig. 3. Geological cross-section through Szklary Massif: 1 — Quaternary sediments; 2 — granitoids; 3 — serpentinites; metamorphic rocks (mylonitized in places); 4 — amphibolites; 5 — gneisses; 6 — presumed faults; 7 — magnetic iso-anomaly (K. Stöcke, 1931)

seczkowych. Porfiroklastami są przede wszystkim plagioklasy, często polisyntetycznie zbliżniaczone, zamykające w sobie wrostki takich minerałów jak biotyt, kwarc, apatyt, granat i inne. Rzadko porfiroklastami są skałenie potasowe. Porfiroklasty skałeniowe posiadają z reguły kształty zaokrąglone lub owalne i często są bardzo silnie zserycytizowane. Kwarc tworzy soczewkowate agregaty występujące w bezpośrednim sąsiedztwie porfiroklastów lub też samodzielnie. Tworzy on także pojedyncze zaokrąglone porfiroklasty o falistym wygaszaniu światła. Porfiroklasty skałeniowe i kwarcowe są zwykle spękane. Czasami spękania zbliżnia agregat drobnych ziarn kwarcu. Kwarc w soczewkowatych agregatach i wypełniający spękania w porfiroklastach jest składnikiem mineralnym wyraźnie młodszym od innych minerałów. Agregat minerałów łuseczkowych budują łyszczyki (głównie biotyt), epidot, chloryt, klinozoizyt i zoizyt, sporadycznie obserwowano resztki pojedynczych nieprawidłowych kryształów hornblendy. Prócz tego obserwowano ksenomorficzne drobne ziarnka kwarcu. Opisany agregat mineralny wykazuje różny stopień mechanicznego rozkruszenia dla różnych odmian kataklazytu. W kataklazytach o strukturze porfiroklastycznej, teksturze bezładnej, agregat ten jest najbardziej drobnołuseczkowy i tylko pojedyncze większe blaszki dają się zidentyfikować mineralogicznie. W innych odmianach stopień rozdrobnienia agregatu jest mniejszy, a poszczególne łuseczki mineralne wykazują silne odkształcenia mechaniczne. Z minerałów akcesorycznych występują apatyty, granaty, cyrkony oraz tlenki żelaza.

Opisane wyżej kataklazyty mają częściowo charakter blastomylonitów, gdyż tło w otoczeniu porfiroklastów wykazuje miejscami znamiona rekrystalizacji.

Masyw serpentynitowy

Serpentynity budujące właściwy masyw Szklar wykazują makroskopowo strukturę anafitową, na której tle połyskują czasami większe kryształki aktynolitu (igielkowe) lub magnetytu (czarne punkciki). Skały te są znacznie zróżnicowane pod względem barwy, która jest zmienna, od oliwkowozielonej do czarnej z odcieniem zielonym, poprzez wszystkie przejścia między tymi skrajnymi barwami. Często barwy te wykazują wyraźny odcień brunatnobrązowy. Badania makroskopowe serpentynitów poparte badaniami mikroskopowymi pozwalają podzielić je na dwie zasadnicze odmiany:

- I. **Serpentynit właściwy** — barwy ciemno-zielono-czarnej lub żółtawo-brunatnej. Budują go zasadniczo minerały grupy serpentynu; oliwin występuje w formie reliktyw w podrzędnych ilościach. Pigmentem barwiącym tę odmianę na kolor czarny jest drobno rozproszony magnetyt, który wietrzejąc nadaje skale barwę żółtawobrunatną.
- II. **Serpentynit oliwinowy** — barwy oliwkowozielonej z odcieniem czarnym. Głównymi minerałami są serpentyn i oliwin, który jest tu minerałem barwiącym. Magnetyt tworzy pojedyncze czarne punkty.

Miedzy wydzielonymi odmianami jest przejście wyrażające się bardzo dużą ilością odmian pośrednich. Przeprowadzone obserwacje nad występowaniem wymienionych odmian serpentynitu wykazują brak jakiegokolwiek regularności w ich przestrzennym rozmieszczeniu.

Badania mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że omówione wyżej serpentynity posiadają strukturę alweolarną, teksturę bezładną — masywną.

Głównymi minerałami są: minerały grupy serpentynu, oliwiny, amfibole (aktynolit) i pirokseny (diallag). Z minerałów pobocznych wymienić należy magnetyt, talk, węglany, chloryt i klinozoizyt. Minerały z grupy serpentynu są reprezentowane przede wszystkim przez antygoryt i chryzotyl, rzadziej natomiast przez iddingsyt i serpofit.

A n t y g o r y t wykształcony jest z reguły w formie bezładnych agregatów blaszkowych o pierzastym ułożeniu. Jest on bezbarwny. Tworzy głównie tło serpentynitów właściwych, czasami wyraźniejsze pseudomorfozy o częściowo zachowanych zarysach oliwinu. Wśród tych pseudomorfoz spotyka się odmiany zielone antygorytu świadczące, że pierwotny oliwin był bogaty w żelazo.

C h r y z o t y l wykształcony jest w formie włóknistej, tworząc żyłki, które częściowo oplatają i przecinają kryształy oliwinu, amfiboli i piroksenów oraz pseudomorfozy po tych minerałach. Włókna chryzotyłu układają się równolegle lub prostopadłe do kierunku żyłek. W wypadku gdy układają się prostopadłe to z reguły występuje w środku cieniutki kanałik, pusty lub wtórnie wypełniony serpofitem magnetytem lub kwarcem(?). Chryzotyl ma cechy optyczne bardzo podobne do antygorytu, od którego został odróżniony głównie na podstawie pokroju włóknistego.

I d d i n g s y t występuje w formie blaszkowej tworząc pseudomorfozy po oliwinach, zamykając w sobie często relikty tego minerału. Iddingsyt wykazuje barwę żółtozieloną, niekiedy intensywnie czerwono-brunatną i bardzo słaby pleochroizm.

S e r p o f i t był obserwowany w większych ilościach jedynie w kilku szlifach, tworząc prawie izotropowe pseudomorfozy po oliwinach, które oplatały włókna chryzotyłu. Sporadycznie tylko występuje w formie drobnego agregatu ziarn między większymi kryształami innych minerałów.

O l i w i n y wykształcone są w postaci dużych kryształów, w stosunku do minerałów towarzyszących. Rzadko obserwuje się łupliwość, natomiast prawie zawsze są spękane. Wzdłuż płaszczyzn łupliwości, a przede wszystkim wzdłuż płaszczyzn spękań rozwija się serpentynizacja i inne procesy wtórne (np. tworzenie się talku).

A m f i b o l e są reprezentowane przeważnie przez aktynolit wykształcony w charakterystycznej formie promienistej, rzadziej jako pojedyncze igiełki. Jest on zawsze spękany prostopadłe do wydłużenia kryształów na mniejsze człony, przy czym szczelinki spękań wypełnia chryzotyl.

P i r o k s e n y występują głównie jako diallag, łatwo rozpoznawalny po charakterystycznej dodatkowej oddzielności według ściany 100, sporadycznie w większych ilościach. Pseudomorfozy po piroksenach wypełnione są odmianą antygorytu o dużych blaszkach tzw. bastytem.

M a g n e t y t wysuwa się na pierwszy plan spośród minerałów pobocznych omawianych serpentynitów. Tworzy on z reguły nieregularne, drobne skupiska lub większe pojedyncze ksenomorficzne ziarna, zwykle spękane. Szczelinki spękań wypełnia antygoryt lub chryzotyl, a także chloryt lub węglan. Obserwuje się często wietrzenie magnetytu zaznaczające się barwą czerwono-brunatną na brzegach ziarn i skupień. Przy silniejszym wietrzeniu przyjmuje on barwę brunatno-rdzawą. W badanych szlifach przeważająca ilość obserwowanego magnetytu miała charakter minerału wtórnego powstałego w wyniku przeobrażenia minerałów (oliwinów, amfiboli, piroksenów) skał macierzystych serpentynitów, gromadząc się na brzegach pseudomorfoz, między kryształami innych minerałów lub przetykając minerały wtórne. Obserwowane w serpentynicie oliwi-

nowym duże kryształy magnetytu silnie spękanego, przy czym szczeliny spękań wypełniają zwykle antygoryt lub inne minerały, mogą być zachowanymi minerałami pierwotnymi.

Talk jest minerałem pobocznym często spotykanym w serpentynitach Szklar. Występuje głównie jako drobnoluseczkowy agregat wypełniający szczelinki spękań innych minerałów, a także tworząc większe pojedyncze blaszki. Obserwowano żyłki talkowe składające się z drobnego agregatu luseczek tego minerału.

Węglań podobnie jak talk, były często obserwowane w badanych szlifach z reguły jako droбноziarniste agregaty wypełniające spękania i przestrzenie między kryształami minerałów. Sporadycznie spotykano agregaty węglanu o zarysach zbliżonych do idiomorficznych (magnezyt?).

Chloryt odznaczający się niskimi barwami interferencyjnymi spotykany jest w opisywanych skałach w znacznie mniejszych ilościach od wyżej scharakteryzowanych minerałów pobocznych. Wykazuje on pokrój blaszkowy, przy czym blaszki są z reguły ułożone promieniście. Zwykle obserwuje się go jako wtórny minerał po amfibolach oraz często występuje w otoczeniu większych ziarn magnetytu. Jak wskazują własności optyczne, jest to penin.

Klinozoizyt jest łatwo rozpoznawalny dzięki niebieskim, anormalnym barwom interferencyjnym. Występuje sporadycznie towarzysząc zwykle chlorytowi.

Z powyższych uwag opartych na badaniach makroskopowych i mikroskopowych wynika, że serpentynity masywu Szklar reprezentują skały oliwinowe w różnym stopniu zserpentynizowane. Analizowane próbki pochodziły z różnych części masywu i z różnej głębokości, co może upoważniać do wyciągnięcia pewnych wniosków petrograficznych ważnych dla całego masywu serpentynitowego Szklar:

1. Pierwotną skałą opisywanych serpentynitów była zasadniczo skała perydotytowa.
2. Masyw Szklar budują głównie serpentynity oliwinowe, natomiast mniejszy udział mają serpentynity właściwe.
3. Wydzielone odmiany serpentynitów nie wykazują żadnej regularności w rozmieszczeniu pionowym i poziomym.
4. Sporadycznie spotyka się zserpentynizowaną skałę oliwinowo-hornblendową (kortlandyt) lub oliwinowo-diallagową (werlit).

Szczegółowe badania petrograficzne pewnych prób serpentynitów z centralnej części masywu, wykonane przez S. Maciejewskiego i H. Pendiassa (1956)¹, wykazały obecność wśród nich relików skały dunitowej o zawartości oliwinu do 96%. Fakt ten pozwala rozszerzyć wachlarz skał budujących omawiany masyw, o nową skałę — dunit. Masyw serpentynitowy Szklar budują więc dunity (relikty?), serpentynity oliwinowe i serpentynity właściwe. M. Juszkowiak (1957) przeprowadzając szczegółową analizę petrograficzną prób serpentynitów pochodzących z jednego głębokiego otworu odwierconego na Szklanej Górze, wykazała niezależność stopnia serpentynizacji od głębokości.

Ogólnie można powiedzieć, że masyw serpentynitowy Szklar budują zserpentynizowane skały typu perydotytowego, na co wskazywałyby relikty skały dunitowej. Główną odmianą jest serpentynit oliwinowy, jednakże występują wszystkie odmiany przejściowe, z jednej strony

¹ Patrz K. Maślankiewicz, 1956.

w kierunku dunitu (do dunitu włącznie), a z drugiej strony w kierunku serpentynitu właściwego.

Stosunek masywu serpentynitowego do skał osłony

W literaturze (E. Meister, 1932) przyjmuje się, że masyw serpentynitowy Szklar graniczy od zachodu ze skałami osłony wzdłuż linii uskokuwej o prawie prostoliniowym przebiegu północ-południe. Granica wschodnia ma przebiegać bardziej nieregularnie, przy czym miejscami stwierdzono zazębienie się i zafałdowanie serpentynitów ze skałami osłony (H. Cloos, 1920). Sam masyw serpentynitowy ma stanowić intruzję typu pnia (Serpentinstock).

Jak wynika z odkrytej mapy geologicznej (fig. 2) zarówno granica wschodnia, jak i zachodnia masywu serpentynitowego Szklar przebiega bardzo nieregularnie. W partiach brzeżnych tego masywu stwierdzono w wielu otworach wiertniczych, zaleganie skał osłony w spągu lub w stropie serpentynitów. Stwierdzono również zazębienie się tych skał. Fakty te nie pozwalają przyjąć dla tego masywu prostej granicy tektonicznej (o powierzchni kontaktowej ogólnie biorąc pionowej), wzdłuż której kontaktowałyby serpentynity ze skałami osłony. Kierunek wydłużenia masywu Szklar jest zgodny z ogólnie przyjętymi kierunkami tektonicznymi w strefie dyslokacyjnej Niemczy, tj. północ-południe. Na poszczególnych odcinkach natomiast granica przebiega niezgodnie ze stwierdzoną w skałach osłony foliacją o stromym zapadzie i przyjętym (dysponowano tylko materiałami z wierceń) kierunku biegu północ-południe. Zebrane materiały geologiczne nie dają odpowiedzi na pytanie, czy kontakt omawianych skał jest termiczny, czy tektoniczny.

Celem poznania formy intruzji, jaką stanowi masyw serpentynitowy Szklar, wzięto pod uwagę obok odkrytej mapy geologicznej (fig. 2) również dane geofizyczne dotyczące tego masywu (K. Stöcke, 1931). Obraz przebiegu izoanomalii natężenia składowej pionowej pola magnetycznego potwierdzałby wydłużenie intruzji (kontur uchwycony zdjęciem magnetycznym zaznaczono na mapie — fig. 2) zgodne z ogólnymi kierunkami tektonicznymi strefy dyslokacyjnej Niemczy. Kontur magnetyczny masywu serpentynitowego ma mniejszy zasięg od konturu stwierdzonego badaniami geologicznymi. Serpentynity występujące na obszarze między konturem magnetycznym a konturem geologicznym mają prawdopodobnie stosunkowo niewielką miąższość i dlatego nie wykazało ich zdjęcie magnetyczne. Mogą to potwierdzać otwory wiertnicze (ponad 30 otworów), w których stwierdzono serpentynity z gnejsami lub amfibolitami w spągu. Wszystkie one leżą na zewnątrz konturu magnetycznego. Z powyższego oraz z zazębienia się serpentynitu ze skałami osłony przypuszczać należy, że forma intruzji badanego masywu (fig. 3) ma boczne odgałęzienia niezgodnie przecinające skały osłony. Występowanie mylonitów na kontakcie gnejsów i amfibolitów wskazuje na przesuwanie się względem siebie wymienionych serii skalnych w czasie silnych ruchów tektonicznych. Być może z tymi ruchami była związana intruzja perydotytów — macierzystych skał serpentynitów.

Na odkrytej mapie geologicznej masywu Szklar (fig. 2) wkreślono cały szereg przypuszczalnych uskokuw dla nadania temu ciału geologicznemu formy odpowiadającej ogólnym stosunkom tektonicznym panującym w strefie dyslokacyjnej Niemczy. W obecnym etapie badań trudno coś więcej powiedzieć o stosunku serpentynitów do skał osłony, gdyż w świe-

tle zebranych materiałów i dotychczasowych poglądów na budowę geologiczną regionu niełatwo określić formę tej intruzji i charakter jej granic.

Granitoidy

Obecność granitoidów w bezpośrednim sąsiedztwie masywu serpentynitowego Szklar była dotąd nie znana. Przeprowadzone badania stwierdziły ich występowanie po wschodniej stronie części północnej tego masywu, gdzie tworzą one prawdopodobnie żyłę o biegu północ-południe i o miąższości około 250 m. Żyłę tę od południa obcina przypuszczalnie uskoki, natomiast w kierunku północnym prawdopodobnie ona wyklina się, prócz tego w części północnej przecina ją inny przypuszczalny uskoki, wzdłuż którego nastąpiło jej przemieszczenie w kierunku zachodnim. Od zachodu graniczy ona z serpentynitami i gnejsami, z którymi zazębia się palczasto, wnikając najczęściej pomiędzy serpentynit i gnejs. Wschodnia jej granica nie jest bliżej znana.

Granitoidy budujące opisywaną żyłę są znacznie zróżnicowane pod względem strukturalnym i teksturalnym. Różnice te dostrzega się przede wszystkim makroskopowo z łatwością wydzielając trzy zasadnicze odmiany tych skał:

1. granitoidy średnioziarniste o teksturze bezładnej, barwy ciemnoszarej,
2. granitoidy drobnoziarniste o teksturze bezładnej, barwy białoszarej z odcieniem zielonym,
3. granitoidy drobnoziarniste o teksturze kierunkowej, barwy białoszarej z odcieniem zielonym.

Powyższe odmiany granitoidów pod mikroskopem zasadniczo nie różnią się od siebie. Wykazują one strukturę hipidiomorficznie ziarnistą z daleko posuniętym wypieraniem głównie hornblendy i biotyty przez skalenie, co prowadzi do wzajemnego przerastania się minerałów jasnych i ciemnych, często obserwowanego. Mikrotekstury natomiast pokrywają się z makroteksturami poszczególnych odmian. Tekstura kierunkowa granitoidów drobnoziarnistych (odmiana trzecia) jest podkreślona przez kierunkowe ułożenie słupków hornblendy i blaszek biotytów, podczas gdy składniki jasne są mniej wyraźnie ukierunkowane.

Składniki ciemne w omawianych skałach stanowi hornblenda i biotyt. Hornblenda tworzy agregaty nieprawidłowo zakończonych słupków, niekiedy ziarn. Wykazuje ona barwę zieloną z niezbyt intensywnym pleochroizmem. Część hornblendy jest wyraźnie zbiotytizowana, czasami w sposób krystalicznie zorientowany. Niektóre kryształy hornblendy wykazują zbliżniaczenia, często polisyntetyczne. Biotyt występuje w postaci blaszek lub łusek wykazując barwę brązową o pleochroizmie w odcieniach od jasnożółtego do brąznobrazowego. Jak już wyżej wspomniano, pewna ilość biotyty niewątpliwie powstała kosztem hornblendy. Przemianom tym często towarzyszy wydzielanie się epidotu w postaci nieprawidłowych ziarenek, rzadziej słupków. Niekiedy też w sąsiedztwie tych minerałów spotyka się drobne, blaszkowe skupiska chlorytów.

Ze składników jasnych ilościowo zdecydowanie przeważają plagioklasy tworzące hipidiomorficzne osobniki polisyntetycznie zbliżniaczone albitowo, czasami peryklinowo. Należą one do andezynu o zawartości 40—42% An. W granitoidach średnioziarnistych plagioklasy wykazują budowę pasową, przy czym jądro zawiera około 44% An, a stosunkowo szeroka obwódka około 26% An. Skaleń potasowy występuje w zupełnie

podrzędnych ilościach wypełniając drobne interstycja między głównymi składnikami. Niekiedy na jego obecność wskazują tylko przerosty myrmekitowe występujące w niektórych plagioklazach. Kwarce występuje również w niewielkich ilościach tworząc małe nieprawidłowe ziarna fałście wygaszające światło. W większych ilościach kwarc spotyka się w granitoidach drobnoziarnistych o teksturze kierunkowej.

Z minerałów akcesorycznych, w stosunkowo dużych ilościach, występuje apatyt. Prócz tego spotyka się tytanit i tlenki żelaza oraz sporadycznie granaty.

Cechą charakterystyczną badanych granitoidów jest widoczny blastyczny wzrost plagioklazów wypierających składniki ciemne (hornblendę, biotyt). Także inne cechy strukturalne np. ślady kataklazy, rekryształizacji skaleni, diablastyczne przerosty fragmentów hornblendy ze skaleniami, miejscami sitowe wrostki kwarcu w hornblendzie, nietypowe dla tego rodzaju skał pochodzenia magmowego, wskazywałyby na ich metasomatyczno-metamorficzną genezę. Należałyby więc one do tej grupy granitoidów strefy dyslokacyjnej Niemczy, dla których taką genezę przyjmuje H. Dziedzicowa (1963). Trzeba jednak podkreślić, że materiał, który służył do ogólnego petrograficznego scharakteryzowania opisanych granitoidów pochodził ze strefy bliskiej kontaktu żyły z gnejsami i serpentynitami. W takiej strefie zwłaszcza, że jest ona zaangażowana jeszcze tektonicznie, nawet w skale pochodzenia magmowego mogą zachodzić procesy kataklastyczno-rekryształizacyjne zacieraające pierwotne cechy strukturalne skały.

Skały żyłowe

Skały żyłowe przecinające masyw serpentynitowy i jego osłonę są bardzo zróżnicowane pod względem składu mineralnego. Miąższość żył waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Kąt zapadu jest pionowy lub bardzo stromy, nigdy nie mniejszy od 45°. Na podstawie cech makro- i mikroskopowych skały żyłowe podzielono na żyły leukokratyczne i melanokratyczne.

Żyły leukokratyczne budują minerały jasne (skalenie, kwarc) z nieznaczną domieszką minerałów ciemnych (biotyt, hornblenda). Wśród tych żył wyróżniono dwie grupy:

- I. Żyły pegmatytowe wykazują strukturę grubokrystaliczną i teksturę bezładną. Głównymi minerałami są skalenie (ortoklaz, plagioklasy kwaśne) i kwarc, tworzące często przerosty pegmatytowe. Pobocznie, lecz w dużych ilościach występują muskowit i turmalin. Minerały te są wykształcone w formie kilkucentymetrowych kryształów idiomorficznych. Tego typu skałę żyłową stwierdzono jedynie w odkrywcze znajdującej się w północnej części Szklanej Góry, jako skałę silnie zwietrzałą i impregnowaną hydrokrzemianami niklu, które tworzyły na powierzchniach spękań cienkie powłoczki barwy jasnozielonej. Wierceniami nie natrafiono na żyły tego typu, co pozwala przypuszczać, że na badanym obszarze występują one sporadycznie.
- II. Żyły aplitowe wykazują strukturę drobnokrystaliczną i teksturę bezładną. Głównymi minerałami są plagioklasy szeregu albit-oligoklaz, a pobocznie występują amfibole (hornblenda) i biotyt; akcesorycznie granaty, tytanit i tlenki żelaza. W tej grupie żył wyróżniono dwie odmiany:

aplity białe — drobnokrystaliczne, zbudowane prawie wyłącznie z plagioklazów. W literaturze geologicznej są one znane pod nazwą sacharytów, którą to nazwę dla tych żył z masywu Szklar wprowadził z początkiem XIX wieku E. F. Glocker (vide F. Beyerschlag, P. Kersch 1913). Na badanym terenie żyły białych aplitów, w swojej czystej postaci są rzadko spotykane.

aplity szare — drobnokrystaliczne, zbudowane z kwaśnych plagioklazów jako przeważającego składnika, obok którego występują kwarc, skałen potasowy, drobne, nieprawidłowe kryształki bladzielonych amfibolów oraz tlenki żelaza. Aplity szare są najczęstszym typem żył, które stwierdzono zarówno w licznych otworach wiertniczych, jak też w odkrywkach. W odkrywkach skała ta jest zawsze silnie zwietrzała, skaolinizowana, wskutek czego ztraca barwę szarą na korzyść barwy białej (drobny pył kaolinowy barwi wszystko na białe).

Żyły melanokratyczne (lamprofiry) budują głównie plagioklasy obojętne z dużą domieszką minerałów ciemnych (biotyt, piroksen, hornblenda). Wśród tych żył wyróżniono dwie odmiany:

- I. Kersantyt — struktura porfirowa, tekstura bezładna masywna. Głównymi składnikami są plagioklasy i biotyt, ubocznie występuje kwarc i hornblenda.
- II. Spessartyt — struktura afanitowa, tekstura masywna. Głównymi składnikami są plagioklasy (andezyn kwaśny) i piroksen (augit diopsydowy), pobocznie w dużych skupiskach występuje granat. Żyły melanokratyczne wyżej opisane zostały stwierdzone na obszarze badanego masywu tylko w dwóch otworach, co pozwala przypuszczać, że ustępują one żyłom leukokratycznym, pod względem częstości występowania.

Żyły leukokratyczne i melanokratyczne posiadają zawsze strefę kontaktową o zmiennej miąższości. Strefę tę budują minerały chlorytowo-talkowe i hydromiki, którym w różnych ilościach towarzyszy kwarc. Bardzo często są w nich relikty amfiboli. Miąższość strefy kontaktowej jest dla poszczególnych żył różna i zależy od intensywności procesów endogenicznych i egzogenicznych, które z reguły miały miejsce jedno po drugim. Tylko w kilku przypadkach obserwowano pierwotną strefę kontaktową (endogeniczną), która osiągała miąższość kilku do kilkunastu centymetrów i odznaczała się soczewkowatym nagromadzeniem hydromik (głównie hydrobiotyту) oraz wzbogaceniem skał pobocznych w minerały talkowo-chlorytowe. Takie strefy wyraźnie zaznaczają się na kontakcie skały żyłowej z serpentynitami. W przypadku występowania żył leukokratycznych wśród gnejsów stref kontaktowych nie obserwowano, gdyż skały te były wtedy silnie zwietrzałe. Można więc przypuszczać, że w czasie wiercenia materiał z omawianych stref uległ rozmyciu.

Wyżej scharakteryzowane skały żyłowe uważane są za apofizy granitoidów strefy dyslokacyjnej Niemczy (F. Beyerschlag, P. Kersch, 1913).

W sztucznych odsłonięciach na obszarze centralnej części masywu Szklar w kilku miejscach w ścianie zwietrzałego serpentynitu stwierdzono soczewkowate wystąpienia amfibolitu (tabl. XXVI, fig 1). Wystąpienia te mają różne wymiary (rzędu kilkudziesięciu centymetrów) i zwykle są znacznie wydłużone w kierunku pionowym. Sam amfibolit wykazuje spękanie nieregularne — kostkowe. Towarzyszy mu strefa kontaktowa grubości kilku centymetrów. Jest on skałą wybitnie monomineralną zbudowaną z hornblendy zwyczajnej (kąt $\alpha = 23^\circ$) i wyka-

zuje strukturę granonematoblastyczną, a teksturę bezładną. Makroskopo-
powo przedstawia skałę bardzo drobnokrystaliczną. Strefę kontaktową
buduje łupek chlorytowy mikrosfałdowany, składający się z peninu,
wśród którego pofałdowanych łuseczek występują kryształki hornblendy
o pokroju soczewkowym lub słupkowym często rozerwane i ułożone
równolegle do lamin peninu. Opisane soczewy amfibolitu tworzą w ser-
pentynicie pewnego rodzaju enklawy, których genezę w chwili obecnej
trudno określić. O ich silnym tektonicznym wywalcowaniu świadczą
otaczające je obwódki chlorytowe. Mogą to być tektonicznie rozerwane
utwory żyłowe lub szlirowe dyferencjaty pierwotnej magmy perydo-
ytowej.

Z w i e t r z e l i n a

Skały metamorficzno-mylonityczne, serpentynity, granitoidy i skały
żyłowe występujące na badanym obszarze są w strefie przypowierzchnio-
wej (pod osadami czwartorzędowymi) bardzo silnie zwietrzałe — strefa
zwietrzliny „in situ”. Miąższość powłoki zwietrzelinowej zmienia się
w szerokich granicach, wahając się od kilku do kilkudziesięciu metrów.
Zwietrzelina poszczególnych typów skalnych znacznie różni się od siebie,
co z reguły pozwala dobrze określić skałę wyjściową.

Zwietrzelina gnejsowa wykształcona jest jako materiał kruchy lub
sypki zbudowany z masy pylastej, czasami wyraźnie ilastej (w stanie
naturalnej wilgotności), ze zmienną ilością ziarn kwarcu. Charaktery-
styczną domieszką są blaszki łyszczyku. Często w zwietrzelinie tej wy-
stępują mniej zwietrzałe fragmenty skały pierwotnej o wyraźnej struk-
turze i teksturze. Gnejsy laminowane tworzą zwykle zwietrzelinę py-
lasto-ilastą z nieznaczną domieszką drobnych ziarenek kwarcu. Barwa
jest zmienna: szarobiała, z laminami żółto-brązowymi bądź czerwono-bru-
natnymi. Obserwowano też zwietrzelinę barwy wiśniowoczerwonej. Gnej-
sy soczewkowo-oczkowe i o słabo zaznaczonej teksturze kierunkowej
tworzą zwietrzelinę składającą się z grubych ziarn kwarcu i skalenia,
wymieszanych z nieznaczną ilością materiału pylasto-ilastego, barwy
białawo-żółtawo-brązowej, przy czym ziarna kwarcu są z reguły barwy
wodnistoszarej. Śledząc profil pionowy opisywanej zwietrzliny można
stwierdzić stopniowe przejście od zwietrzliny (w stropie), poprzez litą
zwietrzałą skałę, do świeżej masywnej skały gnejsowej (w spągu). Miąż-
szość zwietrzliny gnejsowej w badanych otworach wahała się w grani-
cach od 7,0 m do powyżej 70 m (nie przewiercono).

Zwietrzelina amfibolitowa wyraźnie różni się od gnejsowej, przede
wszystkim brakiem blaszek łyszczyków oraz ziarn kwarcu, które wystę-
pują sporadycznie jako nieznaczną domieszką. Również i barwa jest od-
mienna, zwykle białozielonawa, czasami białozółtawo-brązowa, niekiedy
czerwono-brunatna. Zabarwienie jest zawsze plamiste — nieregularne.
Charakterystyczne dla zwietrzliny amfibolitowej jest zabarwienie zie-
lone występujące z reguły obok wyżej wymienionego. Zwietrzelina ta
jest bardziej ilasta (w stanie naturalnej wilgotności) od zwietrzliny gnej-
sowej. W profilu pionowym obserwujemy, podobnie jak to miało miejsce
przy zwietrzelinie gnejsowej, stopniowe przejście od zwietrzliny w stro-
pie poprzez partie zwietrzliny z wyraźną strukturą i teksturą do ma-
sywnej skały amfibolitowej w spągu. Miąższość zwietrzliny amfiboli-
towej w badanych otworach wahała się w granicach od 18,0 m do po-
wyżej 29,0 m (nie przewiercono).

Zwietrzelina mylonitów i kataklazytów niczym zasadniczo nie różni się od zwietrzeliny gnejsowej i praktycznie jest nie do odróżnienia. W zwietrzelinie kataklazytów czasami występują bloczki tej skały, po których można ją wtedy łatwo rozpoznać.

Zwietrzelina serpentynitowa przykrywająca niejednolicie wykształconą warstwą masyw serpentynitowy Szklar jest najlepiej zbadaną zwietrzeliną w tym rejonie, ze względu na zawartość niklu. Zwietrzelina ta wżera się w serpentynity tworząc nieregularne kieszenie w formie niecek, lejów i rynien, które rozmieszczone są względem siebie bardzo nieregularnie. Zasięg zwietrzeliny w głąb masywu jest niełatwy do uchwycenia, gdyż między zwietrzeliną, a świeżą skałą mamy często stopniowe przejście. Miąższość zwietrzeliny serpentynitowej wynosi przeciętnie około 20 m. Wyróżnić można następujące jej odmiany:

- I. **Zwietrzały serpentynit lity** — barwy szarobrunatnej, szarozielonej lub rdzawoczerwonej, czasami spękany, przy czym szczeliny spękań wypełniają minerały krzemionkowo-magnezytowe; miejscami występują pojedyncze żyłki zabarwione na zielono przez tlenek niklu (chryzopraz, prazopal). Sieć drobnych żyłek jest niekiedy tak gęsta, że można mówić o przepojeniu zwietrzałego serpentynitu litego minerałami krzemionkowo-magnezytowymi. Przy przejściu w świeży serpentynit (w spągu) lub w zwietrzelinę (w stropie) nie wykazuje on ostrych granic.
- II. **Zwietrzelina serpentynitowa z bloczkami** — odznacza się dużą ilością różnej wielkości bloczków serpentynitu, który wykazuje różny stopień zwietrzenia i często jest przepojony krzemionką lub pocięty żyłami krzemionkowo-magnezytowymi. Wśród bloczków serpentynitu spotyka się także bloczki chalcedonu i opalu, stanowiące fragmenty żył, często z pustymi komorami (drobne kawerny), niekiedy z przerostami serpentynitu. Barwa tych bloczków jest wodnistoszara, szarobrunatna lub mlecznobiała. Bloczki serpentynitu i krzemionki występują w zwietrzelinie serpentynitowej gliniasto-ziemistej barwy szarozółtej, szarozielonej lub rdzawoczerwonej. Do tej odmiany zwietrzeliny zaliczono również zwietrzelinę serpentynitową pylastą, silnie talkową z bloczkami serpentynitu mało zwietrzałego i nieco zmienionego. Opisana zwietrzelina serpentynitowa z bloczkami występuje głównie w stropie świeżych serpentynitów, chociaż nie jest to regułą.
- III. **Zwietrzelina serpentynitowa ziemista** — stanowi w najwyższym stopniu i stosunkowo równomiernie zwietrzały serpentynit. Barwa jej jest żółtordzawa, rdzawoczerwona, czasami szarozielona. Przedstawia ona materiał ziemisto-gliniasty, partiami z wyraźnie zachowaną strukturą serpentynitową. W tej odmianie zwietrzeliny nie spotyka się żyłek lub w innej formie skupionego magnezytu. Miejscami występują żyły chalcedonowo-opalowe o znacznej długości i miąższości kilkudziesięciu cm. (tabl. XXVI, fig. 2). Spotyka się również nieregularnie rozmieszczone skupiska (nieforemne) i soczewy skrzemieniałego serpentynitu. Zdaniem starszych badaczy (F. Beyschlag i P. Krusch, 1913) wyżej wspomniane żyły chalcedonowo-opalowe oraz skupiska i soczewy skrzemieniałego serpentynitu mają stanowić szkielet krzemionkowy chroniący opisywaną zwietrzelinę przed zbyt szybką erozją. Z przeprowadzonych obserwacji i badań nie wynika, by owe żyły, skupiska i soczewy stanowiły jakiś zwarty szkielet, lecz są to raczej formy wykształcone

w pewnych partiach zwietrzeliny serpentynitowej. Wśród żył krzemionkowych bardzo sporadycznie spotyka się chryzopraz i prazopaz, natomiast częściej występują w formie żył o różnej miąższości (kilku lub kilkunastu cm) i o bardzo nieregularnym przebiegu minerały chlorytowo-talkowe, barwy intensywnie zielonej (szuchardyt) lub skrytokrystaliczne hydrokrzemiany niklu (pimelit), barwy białawo-zielonej. Minerały te mogą również tworzyć nieregularne gniazda, soczewki lub drobne skupiska czy nawet trudno dostrzegalną impregnację zwietrzeliny. Szczególnie bogatą w nikiel jest zwietrzelina serpentynitowa ziemista, barwy szarozielonej, na co zwrócili już uwagę F. B e y s c h l a g i P. K r u s c h (1913). Według opinii tych badaczy znacznie zwiększoną zawartość niklu należy wiązać z dogodniejszymi warunkami, jakie istniały w strefach tej zwietrzeliny, dla wytrącania się związków mineralnych tego pierwiastka. Zwietrzelina ta występuje bowiem zawsze w głębszych partiach warstwy zwietrzeliny, gdy tymczasem zwietrzelina serpentynitowa barwy żółtordzawej i rdzawoczerwonej, stanowi partie przypowierzchniowe. Zwietrzelina serpentynitowa barwy szarozielonej nie wykazuje regularnego rozprzestrzenienia i zasadniczo jest tylko miejscami wykształcona, stanowiąc z reguły spągowe partie zwietrzeliny serpentynitowej ziemistej. Minerąom niklu występującym w tej zwietrzelinie poświęcona jest szczegółowa praca mineralogiczna B. O s t r o w i c k i e g o (1965).

Wyróżnione odmiany zwietrzeliny serpentynitowej zazębiają się ze sobą w poziomie i w pionie tak, że nie można uchwycić żadnej regularności w ich występowaniu. Przeważającą masę pokrywy zwietrzelinowej masywu serpentynitowego Szklar, stanowi zwietrzelina serpentynitowa ziemista, wśród której w postaci nieregularnych przewarstwień występują pozostałe odmiany zwietrzeliny. Niejednolitą budowę pokrywy zwietrzelinowej komplikują jeszcze występujące w niej często przerosty świeżego serpentynitu, osiągające niekiedy znaczne rozmiary.

Zwietrzelina granitoidowa jest bardzo podobna do zwietrzeliny gnejsowej, od której różni się ciemniejszą barwą spowodowaną większą zawartością minerałów ciemnych (amfiboli i biotyту). W profilu pionowym mamy stopniowe przejście do skały litej, podobnie jak to się obserwuje w innych rodzajach zwietrzeliny. Zwietrzelina granitoidowa w badanych otworach osiągała miąższość kilku lub kilkunastu metrów, wyjątkowo powyżej 20 metrów.

Zwietrzelina żył leukokratycznych odznacza się przede wszystkim barwą białą. Jest wykształcona w formie masy kaolinowej, pylastej (w stanie wysuszonym) lub lekko ilastej (w stanie naturalnej wilgotności), z dużą domieszką ziarn kwarcu i blaszek muskowitu. W przypadku zwietrzeliny żył pegmatytowych występują też pojedyncze duże kryształy zwietrzałego turmalinu. Jeżeli stopień zwietrzenia nie jest zbyt wysoki, zawsze można obserwować dobrze widoczną strukturę i teksturę skały pierwotnej. Ze względu na niewielkie miąższości żył leukokratycznych (kilka m) ich zwietrzelina wykazuje zawsze ten sam stopień zwietrzenia.

Z ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej na obszarze centralnym masywu Szklar (J. N i ś k i e w i c z 1963b) wynika, że w okresie przedplejstoczeńskim masyw ten miał stosunkowo strome zbocza i brak było na nim zagłębień morfologicznych. Sprzyjało to procesom wietrzeniowym i szybkiej erozji, natomiast w zasadzie uniemożliwiało deluwialne gromadzenie się produktów wietrzenia.

Wiek wyżej opisanych typów i odmian zwietrzeliny jest trudny do ustalenia. Niewątpliwie jest ona starsza od przykrywających ją osadów plejstoceńskich. Starsi badacze (F. Beyschlag, P. Krusch i in.) przypisują jej wiek trzeciorzędowy.

Żył y m a g n e z y t o w e

Żył y magnezytowe nie były dotąd omawiane w niniejszym opracowaniu, gdyż wymagałoby to specjalnego ich potraktowania jako żył, na których genezę istnieje niejasny pogląd w literaturze geologicznej (F. Beyschlag, P. Krusch, 1913; K. Spangenberg, 1948). Żył y magnezytowe występowały w większości badanych otworów, w partii stropowej serpentynitów, przechodząc częściowo jeszcze w partie spągowe zwietrzeliny. Tworzą one sieć żył i żyłek (tabl. XXVI, fig. 3), które prawie zawsze wyklinowują się w kierunku spągu, gdzie serpentynity stają się masywne, nie spękane lub mało spękane. Miąższość żyłek waha się w granicach od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Żył y magnezytowe grubości kilkudziesięciu centymetrów spotykano tylko sporadycznie. Również rzadko stwierdzono zwiększanie się miąższości żył w kierunku spągu. Magnezytowi zwykle towarzyszy krzemionka w postaci chalcedonu lub opalu, w formie drobnych żyłek lub soczewek. Czasami stanowi ona środek wypełnienia żyłowego (tabl. II., fig. 4).

O s a d y c z w a r t o r z ę d o w e

Osady czwartorzędowe pokrywają prawie cały badany teren zwartą powłoką, spod której wynurzają się tylko skały serpentynitowe, granitoidowe i gnejsowe w formie małych wysepek. Osady czwartorzędowe są znacznie zróżnicowane pod względem litologicznym i wyróżnić można:

- | | |
|---------------------------|------------|
| 1. glinę pylastą | 4. mułowce |
| 2. glinę morenową | 5. piaski |
| 3. iły typu zastoiskowego | 6. żwiry |

Gлина pylasta stanowi osad jednolicie wykształcony, przy czym buduje go materiał ilasty z dużą domieszką frakcji pyłowej. W glinie tej występują często pojedyncze ziarna kwarcu oraz znaczna ilość drobniotkich łuseczek muskowitu. Barwę wykazuje brązową, w odcieniach jaśniejszych i ciemniejszych. Niekiedy zawiera ona składniki bardziej piaszczyste. Tekstura jest zbita, czasami drobno warstwowana. Gлина pylasta pokrywa badany obszar jednolitą warstwą o miąższości od kilku do kilkunastu metrów i stanowi stropową warstwę osadów czwartorzędowych.

Gлина morenowa jest barwy brązowej lub szarobrunatnej często silnie zapiaszczona. Występują w niej drobne otoczaki i pojedyncze duże bloczki różnych skał, jak np. kwarcytu, granitu, gnejsu, bazaltu, serpentynitu (głównie skrzemieniałego), a nawet wapienia. Bloczki skał niewątpliwie skandynawskiego pochodzenia były obserwowane stosunkowo rzadko. Największy otoczek granitu skandynawskiego, o średnicy ponad 2 m, stwierdzono w glinie morenowej, w odkrywcę położonej w północnej części Szklanej Góry. Gлина morenowa nie tworzy jednego poziomu, lecz została stwierdzona w pojedynczych otworach, co wskazuje, że występuje w formie oddzielnych płatów.

Iły typu zastoiskowego są barwy szaropopielatej, konsystencji plastycznej, rzadko zawierają domieszkę ziarn kwarcu, czasami wykazują

wyraźne warstewkowanie, przypominając trochę ily warwowe. Obserwowano w nich pojedyncze okruchy zwęglonych szczątków roślinnych. Miąższość ich była różna w różnych otworach, zwykle w granicach kilku metrów, przy czym występowały one bądź w spągu osadów czwartorzędowych, bądź rozdzielały warstwy piasków.

Mułowce występowały w badanych otworach wiertniczych sporadycznie stanowiąc osad ilasty z dużą domieszką drobnej frakcji ziarn kwarcu, barwy szaroczerwonej lub szarobrunatnej. W osadzie tym spotkano bardzo dobrze obtoczone większe ziarna kwarcu i lidytu oraz drobne zwęglone fragmenty roślin. Mułowce występują z reguły jako kilkumetrowe wkładki wśród osadów piaszczystych, niekiedy kilka razy powtarzające się w profilu pionowym.

Piaski występujące wśród opisywanych osadów czwartorzędowych są drobnoziarniste i średnioziarniste, z reguły słabo wysortowane i lekko zailone, z pojedynczymi otoczkami kwarcu, o średnicy dochodzącej do kilku centymetrów. Barwa piasków jest jasnożółta lub rdzawoszara. Tworzą one warstwy miąższości kilku lub kilkunastu metrów, a maksymalna stwierdzona miąższość wynosiła ponad 40 m. Warstwy piasków mogą się powtarzać w profilu opisywanych osadów czwartorzędowych.

Zwiry stwierdzono tylko w jednym wierceniu, po zachodniej stronie badanego masywu, gdzie tworzą spąg osadów czwartorzędowych. Są to żwiry gruboklastyczne o różnym stopniu obtoczenia, z bardzo dużą domieszką materiału ilastego. Wśród otoczek i bloczków występują różne skały krystaliczne, w tym najczęstsze są skrzemieniałe serpentynity. Miąższość warstwy żwirów wynosi 5,8 m.

Wyżej scharakteryzowane osady czwartorzędowe są wieku plejstoceńskiego i tworzą serię warstw okrywających masyw Szklar. Miąższość tej serii jest zmienna w bardzo szerokich granicach, przy czym regułą jest wzrastanie jej miąższości wraz z odległością od masywu. Maksymalna miąższość osadów czwartorzędowych wynosiła w badanych otworach 59 m.

WNIOSKI

Przeprowadzone w ostatnich latach wiercenia geologiczne na obszarze masywu Szklar przyczyniły się wybitnie do lepszego poznania jego geologii. Znaczna miąższość osadów czwartorzędowych nie pozwalała wcześniejszym badaczom na bliższe poznanie stosunku serpentynitów do skał metamorficzno-mylonitycznych oraz na wyznaczenie granicy geologicznej między tymi skałami. Brak było również bliższych danych petrograficznych o skałach budujących masyw Szklar oraz o żyłach przecinających go. Poznano bliżej charakter i miąższość zwietrzliny, która zalega „in situ” na skałach badanego obszaru. Stwierdzono także znaczne zróżnicowanie litologiczne osadów czwartorzędowych.

Z zawartych w niniejszej pracy materiałów można wyprowadzić następujące ważniejsze wnioski:

1. Masyw serpentynitowy Szklar budują zserpentynizowane skały perydotytowe, wśród których wyróżniono serpentynity oliwinowe i serpentynity właściwe.
2. Skałami osłony masywu serpentynitowego Szklar są gnejsy, amfibolity, mylonity i kataklazyty należące do kompleksu skał metamorficzno-mylonitycznych strefy dyslokacyjnej Niemczy.
3. Masyw serpentynitowy Szklar stanowi intruzję zgodną z ogólnymi

- kierunkami tektonicznymi strefy dyslokacyjnej Niemczy. Kształt intruzji jest jednak skomplikowany przez jej boczne odgałęzienie i zdeformowanie całego masywu w późniejszych ruchach tektonicznych.
4. Granica geologiczna między masywem serpentynitowym Szklar i skałami osłony nie ma charakteru prostej linii tektonicznej (E. Meister, 1932; T. Birecki, 1962), lecz przebiega bardzo nieregularnie z powodu palczastego wnikania serpentynitów w skały osłony, a prawdopodobnie także z powodu dyslokacji poprzecznych.
 5. Skały żyłowe przecinające masyw Szklar można podzielić na żyły leukokratyczne (już dawniej znane) i żyły melanokratyczne. Do tych ostatnich należy kersantyt i spessartyt — odmiany skał żyłowych dotąd nie znane w literaturze dotyczącej badanego obszaru.
 6. Pod osadami czwartorzędowymi zalega warstwa zwietrzeliny „in situ” związana bezpośrednio ze skałami podłoża. Miąższość jej jest zmienna. Zwietrzelina ta w spągu przechodzi stopniowo w skałę litą. Zwietrzelina poszczególnych skał znacznie różni się od siebie, co z reguły pozwala określić skałę wyjściową.
 7. Osady czwartorzędowe są reprezentowane przez glinę pylastą, glinę morenową, piaski, żwiry, mułowce i ily. Osady te zazębiają się soczewkowo nawzajem. Jedynie glina pylasta tworzy na ogół regularną pokrywę o zmiennej miąższości, zalegającą w stropie innych osadów czwartorzędowych.

*Katedra Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, wrzesień 1966*

WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Bederke E. (1928), Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite”. *Fortschr. Miner.* 12, s. 99—100, Berlin.
- Bederke E. (1929 a), Die Grenze von Ost-und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. *Geol. Rdsch.* 20, s. 186—205, Berlin.
- Bederke E. (1929 b), Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Paläont.* Bd. 7, H. 23, Berlin.
- Beyschlag F., Krusch P. (1913), Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 73
- Birecki T. (1962), O deluwialnych utworach serpentynitów z okolic Szklar na Dolnym Śląsku (On the deluvial serpentinite regolith in the region Szklary-Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 32, Kraków.
- Cloos H. (1920), Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 81, Berlin.
- Cloos H. (1922), Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze *Gebr. Bornträger*, Berlin.
- Dathe E. (1897), Das Schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11 Juli 1895. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* 22, s. 231, Berlin.
- Dziedzicowa H. (1961 a), O wieku niektórych skał strefy dyslokacyjnej Niemczy. *Zesz. Nauk. Uniw. Wrocł.*, ser. B, nr 6, Warszawa-Wrocław.
- Dziedzicowa H. (1961 b), Struktury reakcyjne skaleni w granitoidach z Przedborowej (Dolny Śląsk). *Zesz. Nauk. Uniw. Wrocł.*, ser. B, nr 6, Warszawa-Wrocław.
- Dziedzicowa H. (1963), „Syenity” strefy Niemczy. *Arch. Miner.* 24, Warszawa.

- Finckh L. (1923), Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 42, s. 825—838, Berlin.
- Finckh L. (1925), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten — Blatt Lauterbach. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Fischer H. (1871), Kritische, mikroskopisch-mineralogische Studien. 1. Fortsetzung.
- Gaweł A. (1957), Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.* 7, Warszawa.
- Gürich G. (1890), Erläuterungen zu der Geologischen Uebersichtskarte von Schlesien. Breslau.
- Juskowiak M. (1957), Opracowanie petrograficzne skał z wiercenia w Szklarach koło Ząbkowic Śląskich. *Kwart. geol.* 1, Warszawa.
- Kraft Ph. (1915), Über die genetischen Beziehungen des dichten Magnesits zu den Mineralien der Nickelsilikatgruppe. *Arch. Lagerst.-Forsch.* 20, Berlin.
- Lepsius R. (1913), Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Dritter Teil, Erste Lieferung, Leipzig-Berlin.
- Liebisch Th. (1877), Über Hornblendegneisse und Serpentine von Frankenstein in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 29, p. 729—734, Berlin.
- Maślankiewicz K. (1956), Wyniki przeprowadzonych badań mineralogiczno-petrograficznych złoża rud niklu w Szklarach Ząbkowickich. Praca zbiorowa, nie publikowana.
- Meister E. (1932a), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern — Blatt Gnadenfrei. *Preuss. Geol. Landesanst.* Berlin.
- Meister E. (1932b), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern — Blatt Tepliwoda. *Preuss. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Niśkiewicz J. (1963a), Eksploatacja rudy niklu na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.* 8, Warszawa.
- Niśkiewicz J. (1963b), Złoże rudy niklu w Szklarach koło Ząbkowic Śląskich — Budowa geologiczna i zagadnienie genezy. Praca nie publikowana, Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Oberc J. (1957), Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. *Acta geol. pol.*, 7, Warszawa.
- Oberc J. (1960), Podział geologiczny Sudetów *Pr. Inst. Geol.* 3, cz. 2, Warszawa.
- Ostrowicki B. (1965), Minerale niklu strefy wietrzenia serpentynitów w Szklarach (Dolny Śląsk). Warszawa.
- Roth J. (1867), Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin.
- Sachs A. (1906), Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig.
- Scheumann K.H. (1937), Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher Kristallinzone. *Miner. Petrogr. Mitt.* 49, Leipzig.
- Smulikowski K. (1958), Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Studia geol. pol.* 1, Warszawa.
- Spangenberg K., Müller M. (1948), Die lateritische Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Nickelerzlagertätte von Frankenstein in Schlesien. Heidelberg. *Beitr. Miner. Petrogr.* 1, Berlin.
- Stöcke K. (1931), Magnetische Z-Variometermessung am Serpentin von Frankenstein in Schlesien. *Gerland's Beitr.* 1, *Erg. H. angew. Geophysik*, Leipzig.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J. (1957), Regionalna Geologia Polski. T. 3, Sudety, z. 1, Kraków.
- Teisseyre H., Smulikowski K., Jahn A. (1960), Regionalna Geologia. Polski. T. 3. Sudety, z. 2, Kraków.

- Tietze O. (1919), Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten — Blatt Nimptsch. *Preus. Geol. Landesanst.*, Berlin.
- Traube H. (1884), Beiträge zur Kenntnis der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des Niederschlesischen Gebirges. Greifswald.

SUMMARY

The Szklary Massif comprises a chain of hills situated about 7 km. N. of Ząbkowice Śląskie. From the geological point of view, the massif lies in the Niemcza dislocation zone (Fig. 1). In the years 1959—1964, 385 test borings were made in this area.

Serpentinites forming the true massif and metamorphic rocks (mylonites) making up its cover constitute the Szklary Massif. The serpentinites and cover rocks are transected by leucocratic and melanocratic dikes. All of the above rocks are covered by a layer of weathered material in situ. Everything is covered by Quaternary sediments, from beneath which only the serpentinites are exposed (Fig. 2).

The metamorphic rocks of the cover are represented by gneisses and amphibolites, besides which mylonites and cataclasites may also be found. The gneisses and amphibolites are rocks with similar degrees of metamorphism, which latter had a partially ultrametamorphic character (migmatitic types of these rocks). The rocks also have similar degrees of cataclasis. The mylonites and cataclasites occur among them as interlayers.

The serpentinites of the Szklary Massif were divided into two main types:

I. True serpentinites — dark greenish-black in colour. These virtually consist of minerals of the serpentine group, together with olivine in small quantities occurring in the form of relics.

II. Olivine serpentinites — olive-green in colour, with blackish shades. The main minerals are serpentine and olivine.

Between these different types, there is a passage characterizing a great number of intermediate varieties. Observations made on the occurrence of these different types of serpentinite show the complete lack of regularity in their spatial distribution. In general terms, it may be said that the Szklary serpentinite massif comprises serpentinitized rocks of peridotitic type, as suggested by the occurrence of relics of dunite rock. (M. Maślankiewicz, 1956). The main rock type is olivine serpentinite. However, all the intermediate rock types occur on one side, in the direction of the dunite (including the dunite), and on the other side in the direction of the true serpentinite.

From the geological map (Fig. 2), it may be seen that both the eastern and western borders run in a very irregular manner. In the outer parts of the massif, the occurrence of the cover rocks at the base or at the top of the serpentinites was seen in many borings. The relationships between these rocks was also seen. These facts do not permit the acceptance of a tectonic contact (generally vertical) between the serpentinites and the cover rocks (E. Meister, 1932). The magnetic contour (K. Stöcke, 1931) of the serpentinite massif (Fig. 3) has a smaller range than that which was examined. The serpentinites occurring in the area between the magnetic and geological contours have only a small thickness, and for this reason, the magnetic map did not reveal them. From the above considerations, and from the relationship between the

serpentinites and cover rocks, it may be deduced that the serpentinite intrusion discussed has lateral extensions, which cut the cover rocks discordantly (Fig. 3).

The presence of granitoids in the immediate vicinity of the Szklary Massif was hitherto unknown. The present study revealed their presence in the northeastern part of the massif, where they probably occur in the form of dikes. (Fig. 3). These granitoids are greatly varied both in structure and in texture. Their chief characteristic is an increase in size of plagioclase crystals, to the exclusion of dark ingredients (hornblende, biotite). Other main structures, namely traces of cataclasis, recrystallization of feldspars, diablastic overgrowths of fragments of hornblende with feldspar, in places with blade-like endomorphs of quartz in hornblende, not typical for this kind of rock of magmatic origin, would indicate a metasomatic-metamorphic genesis for them. Thus they should belong to that group of granitoids in the Niemcza dislocation zone, for which H. Dziedzicowa (1963) deduced this mode of genesis.

Among the dike-rocks cutting the serpentinite massif and its cover, leucocratic (pegmatite and aplite) and melanocratic (kersantite and spessartite) dikes were distinguished. The thicknesses of these dikes vary between a dozen or more centimetres and several metres, while the angle of inclination is very steep or horizontal. The dike-rocks mentioned are considered to be the extensions of granitoids in the Niemcza dislocation zone (F. Beyschlag, P. Krusch, 1913).

Artificial exposures in the Szklana Góra area reveal lenticular horizons of amphibolite with a marked vertical elongation in several places in the walls of the weathered serpentinite (Plate XXVI, Fig. 1). This amphibolite is a rock conspicuously monomineralic, composed of ordinary hornblende, and showing granoblastic structure and a confused texture. At the microscopic level, it is very finely crystalline. It is accompanied by a contact zone, composed of chlorite schist showing microfolds. The amphibolite lenses described form certain kinds of enclaves in the serpentinite, the genesis of which is difficult to define at the present moment. Rims of chlorite surrounding them evidence breaking up under the influence of tectonic forces. They may be tectonically oriented pieces of dike-rock or schliers differentiated from a primary peridotitic magma.

The mylonites, serpentinites, granitoids and dike-rock occurring in the area studied are in the subsurface zone (under Quaternary sediments) and are very strongly weathered, with the weathered zone in situ. The thickness of the weathering cover varies within wide limits, fluctuating from several to several tens of metres. The age of the weathering is difficult to determine. Without doubt, it is older than the overlying Pleistocene sediments. Previous studies (F. Beyschlag, P. Krusch and others) supported a Tertiary age for the weathering.

The Quaternary sediments covering practically the whole of the area studied form an upper layer, from under which only the serpentinites, granitoids and gneisses emerge in the form of small islands (Fig. 2).

*Department of Mineralogy and Petrology,
University of Wrocław
Wrocław, October 1966.*

*translators
B. Marszał, F. Simpson*

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XXV

- Fig. 1. Porfiroblasty skaleniowe (jasne) zamykające w sobie nie skorodowane resztki amfibolów (ciemne). Gnejs, pow. 50 x, nikole skrzyżowane
- Fig. 1. Feldspar porphyroblasts (clear) enclosing uncorroded remains of amphibole (dark). Gneiss. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 2. Myrmekit na kontakcie skalenia potasowego i plagioklazu. Gnejs, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 2. Myrmekite at the contact between potash feldspar and plagioclase. Gneiss. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 3. Katakłaza skalenia. Amfibolit, pow. 35 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 3. Cataclase feldspar. Amphibolite. Magnification 35 X, crossed nicols
- Fig. 4. Igiełki uralitu przetykające porfiroblast plagioklazu. Amfibolit, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 4. Needles of uralite piercing porphyroblast of plagioclase. Amphibolite. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 5. Hornblenda korodowana przez porfiroblast plagioklazowy (jasny). Gnejs, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 5. Hornblende corroded by plagioclase porphyroblast (clear). Gneiss. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 6. Hornblenda (jasna) prawie zupełnie skorodowana przez porfiroblast plagioklazowy (ciemny). Amfibolit, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 6. Hornblende almost completely corroded by plagioclase porphyroblast (dark). Amphibolite. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 7. Zbliżniaczenie albitowo-peryklinowe w plagioklazie. Amfibolit, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 7. Albite with pericline twinning in plagioclase. Amphibolite. Magnification 50 X, crossed nicols
- Fig. 8. Porfiroklasty w kataklazycie. Katakłazyt, pow. 50 X, nikole skrzyżowane
- Fig. 8. Porphyroclasts in cataclasite. Cataclasite. Magnification 50 X, crossed nicols

Tablica — Plate XXVI

- Fig. 1. Soczewkowate wystąpienia (enklawy) amfibolitu w zwietrzelinie serpentynitowej ziemistej. Pomniejszenie 30 X
- Fig. 1. Lens-like occurrence (enclaves) of amphibolite in weathered serpentinite. Reduced 30 X
- Fig. 2. Żyły chalcedonu w zwietrzelinie serpentynitowej ziemistej. Pomniejszenie 10 X
- Fig. 2. Chalcedony veins in weathered serpentinite. Reduced 10 X
- Fig. 3. Sieć żył magnezytowych w zwietrzałym serpentynicie litym. Pomniejszenie 5 X
- Fig. 3. Network of magnesite veins in massive weathered serpentinite. Reduced 5 X
- Fig. 4. Żyły magnezytowo-chalcedonowa; chalcedon wypełnia środek żyły. Pomniejszenie 5 X
- Fig. 4. Veins of magnesite and chalcedony, latter filling central parts of veins. Reduced 5 X

