K. SMULIKOWSKI

UWAGI O STAROKRYSTALICZNYCH FORMACJACH SUDETÓW

(Tabl. VI)

Приметки об старокристаллических формациях Судетов

(Таб. VI)

The old crystalline formations of the Sudeten Mountains

(Pl. VI)

Streszczenie: Autor rozważa przyczyny wielkiej komplikacji w budowie geologicznej Sudetów i uzasadnia twierdzenie, że bez szczegółowych opracowań petrograficznych starszych kompleksów krystalicznych nie uda się rozwikłać ich zawiłej struktury tektonicznej. Trzy główne zadania stają tu przed polskimi petrografami: 1) Ocena stopnia i jakości metamorfozy; 2) Analiza materiałów klastycznych; 3) Studium petrograficzne intruzji magmowych, w szczególności opracowanie ich minerałów rzadkich oraz oznaczenie wieku bezwzględnego. Następnie autor zestawia krótką zbiorową charakterystykę 4 najważniejszych kompleksów krystalicznych wieku przypuszczalnie przedkambryjskiego: 1) Blok Sowich Gór, 2) Osłona granitowego masywu Karkonoszy, 3) Skały Gór Bystrzyckich i Orlickich, 4) Formacje grupy górskiej Śnieżnika i pasma Jesioników. Charakterystyka ta oparta jest zarówno na źródłach dawniejszych (głównie niemieckich), jak i na własnych obserwacjach terenowych i mikroskopowych z lat 1946—1949.

WSTĘP

Górotwór sudecki ma nader długą i skomplikowaną historię geologicznego rozwoju: początkami swymi sięga on w odległe czasy przedkambryjskie, ostatnie zaś wydarzenia geologiczne, które zadecydowały o jego strukturze tektonicznej i obecnym ukształtowaniu miały miejsce w młodszym trzeciorzędzie. W tak rozległej skali przeszłości geologicznej teren jego był widownią parokrotnie powtarzających się cykli osadzania, fałdowania, metamorfozy regionalnej, intruzji magmowych i erupcji wulkanicznych, a w końcu sztywnych ruchów zapadliskowych. Młodsze systemy orogeniczne rozwijały się przeważnie na podłożu lub na peryferiach gotowych już struktur górskich systemów starszych i przy swych odkształceniach wciągały w swój obręb większe lub mniej-

sze fragmenty tych ostatnich. Takie implikacje tektoniczne są główną przyczyną zawiłości struktury geologicznej Sudetów. Nic więc dziwnego, że rozwikłanie tych skomplikowanych splotów nastręcza ogromne trudności i że mimo wysiłków paru pokoleń geologów szereg podstawowych zagadnień geologicznej budowy Sudetów, zwłaszcza dotyczących starszych formacji, nie doczekał się do dziś dnia rozwiązania.

Obecna nasza znajomość geologii Sudetów opiera się na danych naukowych dostarczonych przez badaczy niemieckich, austriackich i czeskich. Obfitość tego materiału jest ogromna, a literatura bardzo obfita, przy czym zwłaszcza kartograficzne publikacje stanowią pozycję szczególnie cenną. Wkład polskiej nauki w geologiczne opracowanie Sudetów jest dotychczas znikomy, gdyż dopiero od roku 1945 badacze polscy zdobyli swobodny dostęp do tego terenu. W r. 1946 M. Książkiewicz (22) ogłosił pierwszy ogólny artykuł informacyjny o budowie geologicznej Sudetów, opierając się głównie na dotychczasowym dorobku niemieckim. Państwowy Instytut Geologiczny rozpoczął równocześnie badania niektórych złóż użytecznych na obszarze sudeckim, a szereg badaczy polskich ogłosił od tego czasu artykuły z tej dziedziny.

Systematyczne badania w zakresie czystej i teoretycznej geologii Sudetów podjęto zbiorowo w dwu polskich zakładach uniwersyteckich: w Zakładzie Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego pod kierunkiem H. Teisseyre'a oraz w Zakładzie Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Poznańskiego pod kierunkiem autora niniejszego artykułu. W sezonach letnich 1946, 1947 i 1948, korzystając głównie z funduszów Komitetu Fizjograficznego Poznańskiego T-wa Przyjaciół Nauk, odbyto wspólnie długi szereg wypraw terenowych po całym niemal obszarze polskiej części Sudetów, celem zapoznania się w ogólnym najpierw zarysie z dotychczasowymi osiągnięciami nauki niemieckiej i konfrontacji tychże z faktami obserwowanymi w terenie, oraz celem zdobycia własnego poglądu na rozmaite otwarte dotąd zagadnienia. Ścisła i stała współpraca geologów i petrografów w tej wstępnej fazie polskich badań nad geologiczną budową Sudetów okazała się nadzwyczaj pożyteczną i owocną, ułatwiając niezmiernie pogłębienie obserwacji i rozszerzenie horyzontów naukowych przy formułowaniu nastręczających się problemów.

Równocześnie zaś pracownicy obu wymienionych grup badawczych — geologicznej i petrograficznej — w przerwach pomiędzy wspólnymi objazdami, rozpoczęli oddzielne badania szczegółowe na pewne tematy lokalne, które w pierwszym rzędzie wysunęły się jako kryjące w sobie ważne i interesujące dla geologii Sudetów zagadnienia. Mimo rozdziału tematów i terenów i w tym również zakresie obie grupy badawcze pozostawały ze sobą w porozumieniu, informując się nawzajem o swych wynikach i dyskutując ich naukowe perspektywy. Grupa geologiczna zajęła się w pierwszej linii zagadnieniem budowy centralnej niecki sudeckiej i paleogeografii jej obramowania. Grupa petrograficzna zaś zainteresowała się głównie starokrystalicznymi przedkaledońskimi formacjami Sudetów z kompleksem gnejsowym Sowich Gór na czele.

W roku ubiegłym H. Teisseyre (34) skreślił tymczasowe wyniki prowadzonej przez siebie grupy geologicznej i na podstawie konfrontacji poglądów niemieckich z własnymi obserwacjami sformułował swe uwagi na temat wyłonionych zagadnień. Podobny charakter w odniesieniu do zagadnień podjętych przez grupę petrograficzną posiada niniejszy artykuł: Podaje on krytyczne zestawienie wyników nauki niemieckiej w odniesieniu do starokrystalicznych formacji sudeckich, konfrontuje je z najnowszymi osiągnięciami geologów czeskich i z własnymi spostrzeżeniami oraz uwypukla zagadnienia wymagające w pierwszym rzędzie rozwiązania. Stanowi on więc niejako wstęp do szeregu prac szczegółowych, które bądź to zostały już rozpoczęte, bądź też będą podjęte w najbliższej przyszłości.

STAROKRYSTALICZNE FORMACJE SUDETÓW I GŁÓWNE ZADANIA PETROGRAFII W ICH GEOLOGICZNYM OPRACOWANIU

Górotwór sudecki opiera się o jednostkę wyższego rzędu w tektonicznej strukturze Europy Środkowej, a mianowicie o tzw. masyw czeski. Masyw ten jest bez wątpienia fragmentem kratogenu, którego podstawowe zręby założone już w starszym prekambrze wykształciły się w postaci formacji krystalicznych o nader zawiłej budowie petrograficznej. Wedle Fr. Suessa (32) masyw ten dzieli się na dwie części: wschodnią morawsko-śląską i zachodnią moldanubską, przy czym ta ostatnia nasunęła się z końcem dewonu ku wschodowi na pierwszą. Linia nasunięcia, stanowiąca zarazem obecną granicę powierzchniową pomiędzy obiema wymienionymi częściami, biegnie od okolic Krems nad Dunajem ku północnemu zachodowi, w sposób w szczegółach wielce zawiły, poprzez Morawy, pozostawiając Brno po wschodniej swej stronie; w dalszym swym ciągu przecina ona w poprzek Sudety pomiędzy grupą górską Śnieżnika na zachodzie a grupą Pradziada na wschodzie, dokonuje chwilowego skrętu na NW w pobliże Złotego Stoku, a następnie zawraca na północ wkraczając na śląskie przedpole Sudetów i biegnie po wschodniej stronie miasteczka Niemcza, zatracając się wreszcie pod młodszymi utworami dorzecza Odry. Północny sudecko-śląski odcinek tej granicy nasunięcia nazywany bywa zwykle linią ramzowską.

Linia ta stanowi dla górotworu sudeckiego i jego śląskiego przedpola granicę tektoniczną pierwszorzędnej doniosłości. Na wschód od niej położone tereny stały się widownią bardzo potężnego rozwoju waryscyjskiego cyklu orogenicznego, który zamaskował bardzo silnie wszelkie uprzednie utwory geologiczne i wydarzenia tektoniczne. Są to właściwe Sudety Wschodnie, pozostające niemal w całości poza granicami naszego państwa, oraz przedpole wschodnio-sudeckie rozciągające się na polskich terytoriach w okolicach Nisy, Otmuchowa, Ziembic i Strzelina. Na zachód od linii ramzowskiej rozprzestrzeniają się Sudety Środkowe i Zachodnie wraz ze swym przed-

polem. W przeciwieństwie do Sudetów Wschodnich waryscyjski cykl orogeniczny rozwinął się tu o wiele słabiej, a jego tektoniczne przemieszczenia stanowią na przeważającym obszarze co najwyżej drugorzędną nadbudowę, z pod której przeglądają wyraźnie starsze kaledońskie struktury oraz wciągnięte w ich obręb jeszcze dawniejsze, przedkambryjskie formacje krystaliczne. W niniejszej pracy ograniczymy się do rozpatrzenia tylko tego właśnie odcinka sudeckiego.

Sudety Środkowe i Zachodnie przywiązane są zatem do moldanubskiej części masywu czeskiego (krótko moldanubikum). Krystaliczny trzon moldanubski ma za sobą długą i skomplikowaną historię rozwoju. Znajomość jego budowy zawdzięczamy głównie wiedeńskim geologom i petrografom z Beckem i Suessem na czele oraz licznej rzeszy ich naukowych spadkobierców. Różne skały osadowego pochodzenia wielokrotnie i w różnych stopniach zmetamorfizowane na łupki mikowe, marmury, paragnejsy, kilkakrotne intruzje magmowe przeobrażone następnie w granulity i eklogity, amfibolity i ortognejsy, rozległe formacje ich migmatycznego mieszania się, a w końcu późniejsze pnie magmowe mało lub wcale nie zniekształconych granitów, oto obraz niezmiernej zawiłości budowy litologicznej krystalinikum moldanubskiego. Nie ulega wątpliwości iż procesy sedymentacji, kinetycznej metamorfozy, injekcji magmowej i metamorfozy kontaktowej kolejno nakładały się na siebie powtarzając się parokrotnie. Wyraźne dowody takich komplikacji wyczytać można np. w pracy Waldmanna (37). A zatem szereg faz orogenetycznych, i to w obrębie niejednego cyklu, musiał się złożyć na historię powstania tego masywu. Pod przemożnym wpływem inwazji magmowych jego struktura nabrała charakterystycznego faliście zmiennego biegu kierunków, możnaby powiedzieć fluidalnego stylu tektonicznego.

Przyporządkowania poszczególnych etapów rozwojowych masywu moldanubskiego do określonych okresów historii geologicznej nie udało się dotąd przeprowadzić. Można tylko stwierdzić za Suessem, że ewolucja masywu zakończyła się przed jego nasunięciem na masę morawsko-śląską, tzn. przed końcem dewonu. Zupełnie usprawiedliwionym jest jednak przypuszczenie, że w zasadniczych swych zrębach wykształcił się on już w czasach przedkambryjskich i że początki jego sięgają głęboko w archaik.

W toku orogenezy kaledońskiej, rozwiniętej głównie po północnej i północno-wschodniej jego stronie, został on na swych peryferiach rozczłonkowany, a niektóre jego fragmenty zostały wciągnięte w ruchy fałdowe tej orogenezy. Takie elementy tektoniczne, które rozwinęły się na porozrywanych fragmentach moldanubikum i które te fragmenty po części w siebie wchłonęły lub sobą oplotły, zowiemy elementami lugijskimi. Elementy te weszły w pierwszym rzędzie w skład Sudetów Zachodnich i Środkowych i dlatego to wśród kaledońskich struktur tychże spotykamy wtrącone formacje starokrystaliczne. W dalszej kolei losu elementy lugijskie zostały objęte przemieszczeniami hercyńskimi, a wreszcie wśród saksońskich ruchów zapadliskowych zostały dalej aozczłonkowane i podzielone na tektoniczną mozajkę. Nic więc dziw-

nego że w wielu strukturalnych składowych Sudetów Zachodnich i Środkowych jako też ich przedpola spotykamy krystaliczne masy skalne, w których dopatrujemy się związku z krystalinikum moldanubskim i którym skłonni jesteśmy przypisywać wiek przedkambryjski. Dla ogólnej orientacji przytaczamy poglądową mapkę elementów lugijskich w obrębie Sudetów.

Należy jednak uświadomić sobie, iż naszkicowany powyżej obraz struktury geologicznej Sudetów Lugijskich, choć przekonywujący swą prostotą i logiką, ma jedynie wartość hipotetyczną. Nie znajdujemy tu bowiem nigdy pewnych kryteriów stratygraficznych dla rozdziału uczestniczącego w cyklu kaledońskim Sudetów kambro-syluru od starszych formacji krystalicznych. Nigdzie nie możemy tu wykryć dowodów transgresji kambru na podłożu prekambryjskim, gdyż kontakty wzajemne są zawsze tektoniczne. Skamieniałości zdatnych do diagnozy stratygraficznej brak niemal zupełnie za wyjątkiem nielicznych i ubogich na ogół znalezisk graptolitowych w górnym sylurze. Poza tym zaś żaden poziom kambro-syluru sudeckiego nie jest paleontologicznie udokumentowany.

Do dolnego kambru zwykło się zaliczać za przykładem Dahlgrüna (11) krystaliczne wapienie i marmury (tzw. wapienie wojcieszowskie = «Kauffunger-Kalke») na podstawie analogii z przypuszczalnie równowiekowymi a paleontologicznie udokumentowanymi wapieniami wzgórz zgorzeleckich (Łużyce). Górny kambr miałyby reprezentować przede wszystkim zasadowe wulkanity (lawy i tufy) zmetamorfizowane w toku fałdowań kaledońskich przeważnie w facji chlorytowej (zieleńce i łupki zieleńcowe), a osiągające w Górach Kaczawskich potężne miąższości. Wszystko to zatem są jedynie hipotetyczne założenia, których dotychczas nie podobna uważać za niewzruszone dane stratygraficzne.

Wobec tych zasadniczych braków, a jednocześnie w obliczu znacznych komplikacji tektonicznych, rozwikłanie struktury Sudetów Lugijskich staje się niemożliwym przy użyciu zwykłej metodyki geologicznej. Wynika stąd nieuchronna konieczność odwołania się do metod petrograficznych, które w zastosowaniu do starszych formacji krystalicznych, mniej lub bardziej wybitnie zmetamorfizowanych, jedynie mogą rokować nadzieje pomyślnego rozwiązania jakichkolwiek zagadnień geologicznych. Rozumieli to dobrze niemieccy i czescy geologowie pracujący w Sudetach, to też w pracach ich spotykamy wielkie zasoby opisowego materiału petrograficznego. Jednakowoż stosowane przez nich metody badań były z nielicznymi wyjątkami albo bardzo prymitywne, albo staroświeckie, i dlatego wyniki przy ich pomocy uzyskane musiały być zgoła niewystarczające. Natomiast prac wykonywanych przez petrografów specjalistów, w sposób prawdziwie nowoczesny, jest dotąd z terenu Sudetów bardzo mało tak, iż nie mogły one zaważyć w sposób istotny na dotychczasowym bilansie naukowym.

Zadania petrografii w dziele geologicznego zbadania Sudetów Lugijskich winny zdaniem autora rozwinąć się przede wszystkim w następujących dziedzinach:

1. Ocena stopnia i jakości metamorfozy

Przed pół wiekiem obowiązywała w geologii ogólna zasada, że im starsza formacja skalna tym wyższy stopień jej metamorfozy regionalnej, tzn. tym głębiej sięgające jej krystaliczne przeobrażenie. Najgruntowniej przekrystalizowane gnejsy zaliczano wówczas najpowszechniej do archaiku, słabiej metamorficzne łupki mikowe do proterozoiku, a najlżej metamorfozą dotkniętym seriom fylitowym przypisywano przeważnie wiek paleozoiczny. W miarę pogłębiania petrograficznej znajomości łupków krystalicznych od czasów Van Hise'a, Beckego, Grubenmanna, Termiera, zasada powyższa traciła swe podstawowe znaczenie. Zrozumiano bowiem, że jakość i stopień metamorfozy zależy nie tyle od wieku, co raczej od warunków fizyczno-chemicznych rekrystalizacji, narzucających skałom pewne procesy wyrównawcze i przystosowawcze. Ponieważ zaś warunki te (głównie ciśnienie i temperatura) muszą zależeć od głębokości, zaczęto stosować podział metamorfozy regionalnej na strefy głębokościowe (strefy kata- i anamorfizmu wg. Van Hise'a albo epi-, mezo- i katamorfozy wg. Grubenmanna). Stwierdzono również, że formacje archaiczne nie wszędzie muszą wykazywać jednako głęboki stopień metamorfozy oraz że naodwrót nawet formacje młodo-paleozoiczne zdołały miejscami osiągnąć bardzo głęboki stopień regionalnego przeobrażenia, jeśli przy orogenezie uległy przemieszczeniu w głębokie, korzeniowe części łańcucha górskiego.

Atoli metamorfoza regionalna jest zjawiskiem nader złożonym, powstałym ze splotu kilku odmiennych czynników przetwórczych, działających w rozmaitych miejscach i sytuacjach geologicznych w różnych ilościowo stopniach, a nieraz także w różnej kolejności:

a) Metamorfoza termodynamiczna zachodząca statycznie w polu zmienności p/t (ciśnienia i temperatury) w skorupie ziemskiej. Tylko ona jest ściśle zależna od głębokości i do niej w pierwszym rzędzie ma zastosowanie wspomniany wyżej podział na strefy. Jej właśnie przypisywano dawniej główną rolę w metamorfozie regionalnej, z biegiem czasu jednak naczelne jej znaczenie w interpretacji regionalnej metamorfozy zmalało bardzo znacznie. Przekonano się bowiem, że krzemianowe układy mineralne, panujące w większości skał, są bardzo oporne dla wszelkich wtórnych reakcji i w warunkach statycznych (tj. w bezruchu) mimo znacznych nawet zmian ciśnienia i temperatury z wielką trudnością i niezmiernie powoli ulegają przeobrażeniom dostosowawczym. Warto zresztą uświadomić sobie, że tylko dzięki tej odporności skał krzemianowych możemy na powierzchni ziemi obserwować skały pochodzące z różnych głębin ziemskich i o najrozmaitszym składzie mineralnym, nie będącym w równowadze fizyko-chemicznej w warunkach powierzchniowych.

b) Metamorfoza dyslokacyjna (kinetyczna), w przeciwieństwie do poprzedniej spowodowana ruchami mas skalnych wśród orogenezy. Polega ona na mechanicznym naruszeniu wewnętrznej struktury skalnej, na cząstkowych przesunięciach jej składników, połączo-

nych z odkształceniem, rozdrobnieniem i kierunkowym uporządkowaniem wśród tych ruchów. Wedle nowszych poglądów dopiero tego rodzaju deformacje zakłócają bezwładny w warunkach statycznych opór pozornie zrównoważonej mieszaniny krzemianowej i uruchamiają w skałach reakcje metamorficzne pomiędzy minerałami, zmierzające do osiągnięcia prawdziwej równowagi fizyko-chemicznej wśród zmienionych warunków termo-dynamicznych. W płytkich głębokościach, a więc przy niskich temperaturach, metamorfoza dyslokacyjna ma przeważnie wpływ destrukcyjny: miażdży, kruszy, prasuje i walcuje rozdrobnione cząstki pierwotnych skał, bez możliwości wydatniejszego przekrystalizowania ich w nowe mineralne zespoły. Jest to czysta kataklaza, której produktem są skały tektoniczne zgruchotane — kataklazyty, w przypadku kierunkowego wyprasowania i wywalcowania — mylonity. W większych głębokościach, przy wyższych temperaturach, zachodzi pokaźniejsza rekrystalizacja, zabliźniająca mechaniczne uszkodzenia przez wzrost nowotworów mineralnych dostosowanych do danych warunków i produkująca właściwe łupki krystaliczne.

c) Metamorfoza plutoniczna, wywołana wpływem głębinowych intruzji magmowych o składzie przeważnie granitowym. W wielu dawniejszych klasycznych podręcznikach przeobrażenia dokonywane przez intruzje magmowe zwykło się traktować zupełnie osobno jako tzw. metamorfozę kontaktową i przeciwstawiać je metamorfozie regionalnej. Wszelako od dawna już u wielu badaczy formacji starokrystalicznych nurtowało przekonanie o niesłuszności takiego rozdziału. W ostatnich latach wreszcie utrwaliło się ostatecznie przeświadczenie, iż zarówno plutoniczne intruzje granitowe jak i regionalna metamorfoza są stale sprzężone z procesami orogenezy i że skutkiem tego musi istnieć między nimi głęboki związek i wzajemne zazębienie efektów działania. Stanowisko to znalazło wyraz między innymi w najnowszym dziele o metamorfozie Turnera (35). Niektórzy badacze współcześni z Readem (28) na czele idą nawet w swych poglądach tak daleko, że powstawanie granitów łączą z metamorfozą regionalną w jeden zespół zjawisk, odmawiając wszystkim granitom pochodzenia magmowego i tłumacząc ich genezę plutoniczną metamorfozą czyli granityzacją starszych kompleksów osadowych.

Unikając takiej skrajności poglądów i przyjmując zgodnie z dotychczasową tradycją dla większości granitów pochodzenie w zasadzie magmowe, trudno jednak mieć wątpliwości co do tego, że intruzje granitowe swym kontaktowym, injekcyjnym, impregnacyjnym i metasomatycznym działaniem, albo bezpośrednio, albo pośrednio, za sprawą swych pneumatolitycznych i hydrotermalnych emanacji, przeobrażają serie osadów lub łupków krystalicznych w gnejsy. Mimo że przeobrażenia te dokonywały się nieraz w poziomach stosunkowo płytkich, wytworzone tym sposobem gnejsy objawiają stopień metamorfozy bardzo zaawansowany, najzupełniej podobny do przeobrażeń dokonanych w najgłębszych strefach metamorficznych.

Wobec naszkicowanych wyżej komplikacji w dziedzinie metamorfozy regionalnej celowym stało się zastosowanie takiej klasyfikacji łup-

ków krystalicznych, która byłaby wolna od zwodniczych nieraz sugestii głębokościowych, a uwydatniała jedynie całokształt fizyczno-chemicznych warunków metamorfozy. Postulat ten spełnia najlepiej klasyfikacja Eskoli (2) wedle tzw. facji metamorficznej, oparta na podstawie zespołów pewnych symptomatycznych minerałów charakteryzujących empirycznie owe warunki (np. facja granulitowa, eklogitowa, facja piroksenowo-rogowcowa, facja amfibolitowa, facja zieleńcowa itp.). Nowoczesne studium łupków krystalicznych powinno zatem zmierzać w pierwszym rzędzie do określenia facji metamorficznej i zasadę tę należy przyjąć za obowiązującą w rozpoczynających się badaniach sudeckich.

Poważne komplikacje w budowie i wykształceniu formacji krystalicznych wynikają z możliwości wielokrotnej ich metamorfozy, w warunkach zmieniających się okresowo z postępem czasu. Pewne skały krystaliczne głęboko zmetamorfizowane w obrębie pewnego cyklu orogenicznego, mogą potem wziąć udział w jakichś innych późniejszych ruchach i ulec nowym odkształceniom i powtórnym przeobrażeniom, tym razem w strefie o wiele płytszej. Mówi się wówczas że uległy one diaftorezie czyli metamorfozie wstecznej (retromorfozie), a dowody tego procesu widzi się w reliktach mineralnych lub strukturalnych z dawniejszego okresu metamorfozy wśród nowoutworzonych minerałów i struktur okresu późniejszego. Spostrzeżenia takie mają często znaczenie podstawowe dla odtworzenia historii rozwoju formacji krystalicznych. W Sudetach lugijskich zjawiska takie są bardzo rozpowszechnione i dopomagają nam wydatnie w ocenie wielofazowości ich tektonicznej ewolucji Widzimy tu bowiem często formacje łupkowe sfałdowane i przekształcone w płytkiej strefie przez orogenezę kaledońską, wykazujące jednak zarazem wyraźne relikty jakiejś innej facji metamorficznej głębszego przeistoczenia z dawniejszego okresu metamorfozy związanego z jakimś starszym, najprawdopodobniej przedkambryjskim cyklem górotwórczym

W niektórych strefach szczególnie silnych dyslokacji tektonicznych skały krystaliczne, np. gnejsy, ulegają w płytkiej strefie zgruchotaniu i roztarciu na miał skalny, przechodząc w fację kataklastyczną. Takie wtórne produkty czysto kinetycznej metamorfozy, wśród nasunięć i ruchów płaszczowinowych mogły ulec wyprasowaniu i wywalcowaniu, osiągając kierunkowe i łupkowe struktury bez znamion wyraźnej rekrystalizacji, właściwe mylonitom. Przyjmować one mogą wówczas wygląd zgoła nie podobny do skał pierwotnych a zbliżony raczej do szarowak, kwarcytów, rogowców i innych utworów osadowych. Przy równoczesnej serycytyzacji skaleni bywają one szczególnie ciasno łupkowo wyprasowane, nabierając pozoru słabo metamorficznych fylitów. Dla odróżnienia od właściwych fylitów, jako bezpośrednich produktów słabej metamorfozy łupków ilastych, takie «mylonityczne fylity» zowiemy fylonitami. Późniejsze procesy rekrystalizacji mogły częściowo zabliźnić kataklastyczne rozkruszenie, powiększając przez wtórny wzrost fragmentów, szczególnie zaś blaszek minerałów łyszczykowych, ziarno skały (łupki blastomylonityczne). W każ-

dym jednak przypadku dawne skały gnejsowe głęboko metamorficzne przekształcają się w nową wtórną fację płytko metamorficzną, tzn. ulegają mylonitycznej diaftorezie, przyjmując wygląd formacji bez porównania młodszych, i skutkiem tego narażają kartującego w terenie geologa na grube omyłki w ocenie wieku. Tylko wnikliwa analiza petrograficzna takich skał może zapobiec fałszywej diagnozie geologicznej.

Nierzadko zdarza się wreszcie, że dyslokacyjnie zmetamorfizowane skały stają się widownią kontaktowej metamorfozy lub międzyłupkowej injekcji przez post-orogeniczne intruzje plutoniczne (głównie granity). Na poprzednie przeobrażenia i deformacje, nieraz wieloetapowe, nakładają się teraz procesy termicznej rekrystalizacji albo infiltracji i metasomatozy obok-magmowej, wzrost pierwotnych lub wtórnych minerałów w warunkach statycznych, a w następstwie nowe przeistoczenia metamorficzne, mogące gruntownie i do niepoznania zmienić skład i strukturę skały. Doświadczonemu petrografowi, na podstawie analizy mikroskopowej, może udać się odtworzenie natury i budowy pierwotnego materiału spod maskującego wpływu wtórnych procesów i napływowych substancji.

Z powyższych rozważań wynika jasno, iż w obrębie każdej formacji starokrystalicznej, o długotrwałej i skomplikowanej historii, musimy się liczyć ze złożonym charakterem metamorfozy regionalnej, która przyjmuje zazwyczaj oblicze polimetamorfozy (czyli wielokrotnej i różnogatunkowej metamorfozy). W krystalicznych formacjach Sudetów spotykamy się z tym zjawiskiem na każdym niemal kroku i uginamy się pod brzemieniem jego zawiłości. Formacje te są przeto bardzo wdzięcznym choć nader trudnym polem działania dla polskich petrografów, bez ich pomocy bowiem geologiczne opracowanie najstarszych zrębów struktury Sudetów jest zgóry skazane na niepowodzenie.

Badania łupków krystalicznych w Sudetach muszą na przyszłość zmierzać przede wszystkim w kierunkach następujących: 1) Diagnoza facji metamorficznej na podstawie analizy mikroskopowej składu mineralnego; ważnym czynnikiem pomocniczym będą tu analizy chemiczne niektórych skał typowych zmierzające do odtworzenia natury wyjściowego, przedmetamorficznego materiału. 2) Analiza strukturalna metodą mikroskopowo-optyczną Schmidta i Sandera (na stoliku uniwersalnym), dla określenia stopnia i sposobu kierunkowego uporządkowania struktury skały oraz dla wyznaczenia kierunków i rodzajów dyslokacji. 3) Ustalenie kolejności przeobrażeń przy polimetamorfozie, czyli wyróżnienie poszczególnych etapów rozwoju skały (deformacji, rekrystalizacji, diaftorezy itp.), na podstawie stosunku zmian facjalnych względem deformacji (deformacje pre-, para- i post-krystaliczne oraz rekrystalizacja pre-, para- i post-tektoniczna).

2. Analiza materiałów klastycznych

Znając dostatecznie pod względem petrograficznym pewne formacje krystaliczne danego obszaru, można pokusić się o wystarczająco

pewne rozpoznanie skalnych fragmentów tychże, które znalazłyby się w postaci żwirów i otoczaków w jakichś młodszych seriach osadowych. Dla geologii Sudetów np. byłoby rzeczą pierwszorzędnej wagi znaleźć w zlepieńcowatych osadach kambryjskich otoczaki gnejsów lub innych skał metamorficznych; dowodziłoby to ich pochodzenia z jakichś przedkambryjskich formacji, gdyż tylko w toku jakiegoś przedpaleozoicznego cyklu orogenezy mogły one ulec regionalnej metamorfozie. Jeślibyśmy przy pomocy metod petrograficznych zdołali zidentyfikować materiał tych otoczaków ze skałami jakiegoś pobliskiego kompleksu krystalicznego, zdobylibyśmy niewątpliwy dowód przedkambryjskiego wieku tego kompleksu. Nie udało się tego dotąd osiągnąć w Sudetach, ponieważ w tutejszym kambrze nie wykryto dotychczas gruboklastycznych sedymentów, nie można jednak wykluczyć na przyszłość takiej możliwości. W analogiczny sposób można i w innych odcinkach przeszłości geologicznej stwierdzać wiekową antecedencję skał krystalicznych i dostarczających ich etapów orogenezy względem serii osadowych, w których wykrywa się otoczaki tychże skał.

W braku grubo-okruchowych osadów, z większymi fragmentami skał, próbowano nieraz stosować do celów stratygraficznych lub paleomorfologicznych analizę petrograficzną osadów drobno-okruchowych, jak arkozy, szarowaki itp. Okruchy skalne w skład ich wchodzące nie przedstawiają wówczas zazwyczaj fragmentów całych skał uprzednich cyklów, lecz normalnie i przeważnie tylko odłamki poszczególnych ziarn minerałów, które niegdyś składały się na owe skały. Diagnoza identyczności okruchowego materiału z mineralnym składem pierwotnych skał jest wówczas o wiele trudniejsza i możliwa jedynie w przypadku szczególnie charakterystycznych znamion tych minerałów oraz nie naruszonej ich świeżości.

Często próbuje się wówczas stosować jakościowe i ilościowe stosunki różnych rodzajów skaleni w takich osadach do identyfikacji kompleksów krystalicznych, które osadom tym dostarczyły materiału okruchowego. Należy sobie uzmysłowić, iż jest to metoda o wiele mniej pewna od porównawczej analizy petrograficznej grubszych okruchów skalnych i że bezkrytyczne jej stosowanie może prowadzić na drogi zupełnie mylne. Albowiem procesy wietrzenia i transportu poprzedzające sedymentację dokonywują zwykle zbyt daleko idącej selekcji skaleni na skutek ich różnej odporności, tak iż skład ich w osadzie może różnić się bardzo znacznie od ich przeciętnego składu w skałach pierwotnych.

O wiele większą wartość dla celów omawianej identyfikacji drobnoklastycznego materiału osadów z pierwotnymi skałami krystalicznymi posiada zdaniem autora dokładna analiza ilościowa minerałów rzadkich (ciężkich). Ze względu na znaczną specyficzność zespołów tych minerałów i większą przeważnie ich odporność, spodziewać się należy, że łatwiej i pewniej może ona wskazywać na tereny zaopatrujące zbiorniki sedymentacyjne w materiał okruchowy. Analiz takich z terenów sudeckich dotąd nie posiadamy i jednym z ważnych zadań polskich petrografów jest dostarczyć ich w przyszłości. W tym celu trzeba będzie

poszczególne formacje krystaliczne Sudetów scharakteryzować ilościowo pod względem ich zespołów minerałów rzadkich, tzn. w stanie rozkruszonym i przesianym poddawać je separacji w ciężkich cieczach, a wydzielone tym sposobem ciężkie koncentraty mineralne analizować ilościowo w mikroskopie. Mając zaś zebrane na tej drodze przeciętne dla poszczególnych formacji krystalicznych dane ilościowe, będzie można przystąpić do analogicznej analizy minerałów rzadkich w poszczególnych seriach osadowych o określonym wieku geologicznym. Porównywanie wtórnych osadowych zespołów tych minerałów z zespołami ich w formacjach krystalicznych będzie mogło doprowadzić nie tylko do cennych wniosków paleogeograficznych, lecz przypuszczalnie w niejednym przypadku do określenia wieku tych formacji.

3. Studium petrograficzne intruzji magmowych

Z każdym okresem orogenezy związane są z reguły intruzje magmowe przebijające lub injekujące starsze kompleksy skalne. W początkowych okresach rozwoju geosynklin dochodzą zwykle do głosu magmy zasadowe, o chemizmie mniej lub więcej zbliżonym do gabrowego (ofiolity). Dla kulminacyjnych i schyłkowych etapów poszczególnych cykli orogenicznych symptomatyczne są natomiast masowe inwazje magm kwaśnych (granodioryty i granity). Wczesno-orogeniczne intruzje granitowe, wtrącone zazwyczaj zgodnie z uławiceniem przenikanych formacji, wykazują wybitne odkształcenia wespół ze swym otoczeniem i uzyskują przeważnie mniej lub więcej wyraźną kierunkowość typu gnejsowego; składem swym skłaniają się one raczej ku granodiorytom. Późno-orogeniczne intruzje, przywiązane do schyłkowych etapów wypiętrzania się łańcuchów górskich, objawiają zwykle kontakty i ułożenie niezgodne względem otaczających uprzednio już sfałdowanych formacji. Są one przeważnie wolne od wyraźniejszych kierunkowych deformacji mechanicznych, nie wykazują przeto gnejsowatych tekstur, o ile zaś widoczna jest w nich pewna kierunkowość, ma ona jedynie charakter fluidalny, wywołany ułożeniem wydzielonych kryształów wedle kierunku ruchu płynącego, bez związku z kataklazą; skład ich jest normalnie typowo granitowy, mniej wapienny, bardziej kwaśny i bogatszy w potas.

Często jednak nasuwają się nam wątpliwości, czy granitowe intruzje lub żylne injekcje w pewnych formacjach łupkowych, zdolne do tworzenia zawiłych nieraz splotów migmatytowych, są istotnie produktami nowej z głębi napływającej magmy. Mogą to bowiem być również produkty tzw. ultrametamorfozy samej formacji łupkowej («metateksis» Scheumanna (29), powstałe na miejscu przez częściowe wytopienie niektórych jej składników. Doświadczenia z głębokich formacji archaicznych tarczy fennoskandzkiej lub kanadyjskiej dowodzą bowiem niezbicie, że łupki krystaliczne i gnejsy pochodzenia osadowego mogą przechodzić w granity przez zacieranie i rozpływanie się swych tekstur kierunkowych na skutek anateksis i palingenezy. Tkwiące wśród formacji gnejsowych masy granitowe, swą plamistością

i smużystością nieraz uprawniają do przypuszczenia, iż nie są one nową intruzją obcej napływowej magmy, lecz lokalnie rozpłyniętymi partiami gnejsowymi («Granity migmatyczne»). O możliwości wtórnego powstawania granitów na drodze czysto metamorficznej, tzn. bez udziału poważniejszych ilości fazy ciekłej, wspomniano już poprzednio na str. 73 («granityzacja»).

Możemy wreszcie spotykać w łańcuchach górskich granity genetycznie nie przynależne do danego cyklu orogenicznego. Z jednej strony mogą to być granity przed-orogeniczne, czyli powstałe w jakimś osobnym, poprzedzającym cyklu górotwórczym i w stanie zupełnie już gotowym (zakrzepłym) wciągnięte w obręb ruchów fałdowych młodszego orogenu. Odznaczają się one zwykle bardzo silną kataklazą i zgnejsowaniem dynamicznym, przyjmując postać wywalcowanych granitognejsów oczkowych, soczewkowych, a w skrajnym przypadku mylonitowych. Brak wyraźniejszych znamion post-kinematycznej rekrystalizacji przemawia zawsze za taką ich sytuacją tektoniczną w danym łańcuchu górskim. Z drugiej znów strony mogą się pojawić także i granity post-orogeniczne, również nic wspólnego nie mające z fałdowaniem danego łańcucha górskiego, lecz wtłoczone później w gotowy już gmach jego budowy w związku ze znacznie późniejszymi ruchami zapadliskowymi, które zresztą mogą być odległym refleksem jakichś nowych, w dalszym lub bliższym sąsiedztwie rozgrywających się wydarzeń górotwórczych. Takie granity są oczywiście wolne od wszelkich strukturalnych odkształceń dających się związać z budową danego łańcucha.

Określenie pozycji tektonicznej danego granitu w danym górotworze, wedle przytoczonej powyżej klasyfikacji i oznaczenie czasu jego pojawienia się, ma oczywiście ogromne znaczenie dla geologii obszaru. Rozstrzyganie w tym przedmiocie uzależnione jest zarówno od terenowej obserwacji geologicznej, jak i od petrograficznego studium samych granitów i ich kontaktów z otoczeniem. Przede wszystkim zaś dokładna analiza struktury granitów daje najcenniejsze informacje pod tym względem, umożliwiając odpowiedź na pytanie, czy krystalizacja skały była pre-tektoniczna, para-tektoniczna, czy post-tektoniczna.

Równoczesne intruzje magmowe na danym ograniczonym obszarze są zazwyczaj petrograficznie jednakowe lub podobne, tzn. wykazują wyraźne analogie w składzie chemicznym i mineralnym, podczas gdy różnowiekowe intruzje ujawniają przeważnie mniej lub więcej charakterystyczne różnice. Dlatego też petrograficzne studium magmowych intruzji i injekcji dostarcza geologii ważnych wskazówek pomocniczych dla oceny wieku różnych kompleksów skalnych. Niemałe znaczenie ma przy tym drobiazgowe badanie enalogenicznych enklaw w skałach intruzyjnych, tzn. fragmentów obcych skał (ksenolitów), porwanych przez intrudującą magmę z przebijanych po drodze starszych formacji i następnie w większym lub mniejszym stopniu przez nią przeobrażonych. Jeśli uda się odtworzyć pierwotną naturę tych enklaw i powiązać z pewnymi skałami danego rejonu, wówczas można

zdobyć cenne argumenty co do wieku intruzji i wskazówki co do wgłębnej, dziś już niedostępnej struktury górotworu.

Z drugiej jednak strony jest faktem dowiedzionym, że intruzje analogicznych etapów rozwojowych w obrębie zupełnie odmiennych co do wieku cykli orogenetycznych wykazują często wielkie podobieństwo w składzie chemicznym i mineralnym. Znane są przykłady takie, iż wczesno-orogeniczne granity dwu zupełnie różnych cykli są o wiele bardziej do siebie nawzajem podobne, niż wczesno-orogeniczne i późno-orogeniczne granity jednego i tego samego cyklu. Podobieństwa petrograficzne dwu intruzji granitowych nie mogą zatem nigdy być pewnym dowodem ich równoczesności, ani też naodwrót istotne różnice petrograficzne nie muszą świadczyć o przynależności do dwu zupełnie odrębnych orogenez. Wobec tego czysto petrograficzne argumenty same przez się nie mogą być uważane za stanowcze kryteria oceny wieku geologicznego intruzji magmowych.

Zasadniczą natomiast wartość w tym względzie mają oznaczenia bezwzględnego wieku intruzji, dokonywane na podstawie stosunków rozpadowych zawartych w nich głównych pierwiastków promieniotwórczych — toru i uranu. Oznaczywszy bowiem analitycznie z należytą dokładnością zawartość toru i uranu, oraz ołowiu jako końcowego produktu ich promieniotwórczego rozpadu, można wyliczyć w ilości lat czas trwania tego procesu, czyli wiek bezwzględny. Do niedawna warunkiem koniecznym uzyskania przy tym właściwego wyniku była pewność, że ołów nie został wtórnie do skały doprowadzony, co w skałach raczej wyjątkowo tylko mogło być zagwarantowane. Poddawano więc takim badaniom nie same skały lecz minerały torowe i uranowe (monacyt, uraninit, samarskit i inne), występujące z reguły tylko w pegmatytach związanych genetycznie z pewnymi intruzjami granitowymi, a więc w opóźnionych w krystalizacji pomagmowych pochodnych, nie zaś w samych granitach. Lecz nawet i wówczas nie można było wykluczyć całkowicie możliwości domieszek zwykłego ołowiu w składzie chemicznym tych minerałów, wobec czego oznaczony wiek bezwzględny mógł być większy niż w rzeczywistości. Dlatego też geologia rozporządzała do lat ostatnich dla całego świata i dla całej historii ziemskiej stosunkowo niewielką ilością zupełnie wiarygodnych datowań promieniotwórczych, wobec czego wyzyskanie ich dla rozmaitych regionalnych zagadnień geologicznych było możliwe tylko w minimalnym zakresie.

Jednakowoż obecnie sprawa ta uległa poważnej zmianie na lepsze od czasu badań Niehra nad zmiennością składu izotopowego ołowiu zwyczajnego. Dzięki nim bowiem wiadomo nam dzisiaj, jak w toku historii geologicznej zmieniał się ten skład przez stopniowy przybytek izotopów radiopochodnych Pb^{208} (torowego), Pb^{206} (uranowego) i Pb^{207} (aktynowego) do izotopu nie radiopochodnego Pb^{204}. A zatem nawet w tym przypadku, jeżeliby ołów oznaczony chemicznie dla obliczenia wieku bezwzględnego zawierał domieszkę zwykłego ołowiu nie pochodzącego z rozpadu promieniotwórczego, da się ona określić ilościowo na podstawie oznaczenia składu izotopowego w spektrografie maso-

wym i wyeliminować z powyższego obliczenia. W ten sposób większość dotychczasowych błędów w datowaniach promieniotwórczych może być usunięta, a stosowalność metody znacznie rozszerzona.

Dzięki temu są widoki, że datowań promieniotwórczych będzie można odtąd dokonywać nie tylko w rzadkich minerałach promieniotwórczych pegmatytów, lecz nawet w samych granitach, z tym jednakże, że trzeba będzie należycie wysubtelnić metody chemicznego oznaczania toru, uranu i ołowiu w tych skałach. Takie rozszerzenie stosowalności powyższej metody będzie miało niewątpliwie ogromne znaczenie dla geologii i umożliwi zastosowanie jej dla rozmaitych zagadnień regionalnych. Zwłaszcza dla rozwikłania skomplikowanej budowy takich górotworów jak Sudety, gdzie kilka cykli górotwórczych i kilka odrębnych faz intruzyjnych granitów w zawiłym stosunku tektonicznym nałożyło się na siebie, perspektywy powyższe nabierają pierwszorzędnego znaczenia. Datowania promieniotwórcze powinny stać się w przyszłości najbardziej pewną i obiektywną podstawą czasowego rozczłonkowania zawiłych struktur geologicznych, zupełnie niezależną od wszelkich mankamentów stratygraficznych i komplikacji tektonicznych.

Petrografowie niemieccy zebrali sporo cennych danych o intruzyjnych skałach sudeckich. Są one jednak zupełnie niewystarczające do wyzyskania dla celów geologicznej analizy starszych, przedwaryscyjskich formacji. Przed petrografami polskimi stają przeto w tej dziedzinie wielkie, rozległe i zupełnie nowe pod względem metodyki zadania. Nie tylko gruntowniejsza i nowocześniejsza charakterystyka petrograficzna skał magmowych, ich kontaktów, kierunkowych odkształceń, enklaw itp. Najważniejsze na przyszłość wydają się próby oznaczenia ich bezwzględnego wieku geologicznego wedle naszkicowanych wyżej myśli przewodnich i perspektyw metodycznych. Jeśli zawartość toru, uranu i ołowiu w całych skałach okaże się zbyt nikła dla precyzyjnego oznaczenia ilościowego tych pierwiastków w powyższym celu, wówczas trzeba będzie wpierw dokonać koncentracji ciężkich minerałów przez centryfugowanie w bromoformie i dopiero w takich koncentratach przeprowadzać wspomniane oznaczenia chemiczne. Takie operacje wstępne dostarczą zarazem materiału badaniom zespołów minerałów ciężkich w skałach krystalicznych, wymienionym w metodyce petrograficznej pod punktem 2 na str. 77. Pewne wstępne próby w tym kierunku planuje autor już w bliskiej przyszłości, o ile uzyska potrzebne na ten cel środki techniczne i materialne.

*

W rozdziale niniejszym starał się autor dokonać przeglądu zagadnień geologicznych w Sudetach, w których ważne zadania do spełnienia mają petrografowie, oraz oświetlić najważniejsze perspektywy metodyczne. Pewna część tych zadań została włączona przez poznańską grupę petrograficzną do planu sześcioletniego prac naukowych w ramach organizacyjnych Komitetu Fizjograficznego i Komisji Geograficzno-geologicznej Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk. Niektóre z badań wstępnych zostały już obecnie rozpoczęte. Powyższe

zadania jednak są tak liczne, różnorodne i rozległe, iż jeden ośrodek naukowy, nawet gdyby był o wiele liczebniejszy, nie byłby w stanie wypełnić ich w ciągu najbliższego 20-lecia. Rozdział ten, jako szkic perspektyw naukowych w Sudetach dla współczesnego pokolenia petrografów, ma na celu zachęcić badaczy innych ośrodków naukowych w Polsce do czynnego zainteresowania się skałami sudeckimi.

Obecnie przystępujemy do zobrazowania dzisiejszego stanu znajomości kilku starokrystalicznych formacji sudeckich, jak przedstawia się on autorowi na podstawie znajomości literatury, własnych spostrzeżeń 3-ch sezonów prac polowych i niektórych, pobieżnych narazie doświadczeń w pracowni. Przegląd ten pojmuje autor jako linię startu dla przyszłych badań systematycznych i szczegółowych.

BLOK KRYSTALICZNY SOWICH GÓR

Jest to jednostka o szczególnie wybitnej indywidualności w mozajkowej budowie Sudetów i odgrywająca rolę szczególnie ważną w tektonice ich środkowego odcinka. Mieści się ona w całości w obrębie naszych granic, zajmując powierzchnię ok. 600 km^2. Kształt jej na mapie geologicznej zbliżony jest do trójkąta, którego północny bok przebiega (nieco na południe od Świdnicy) w kierunku W-E, bok południowo-zachodni między Szczawienkiem a Srebrną Górą w kierunku NW—SE i bok wschodni na W od Ząbkowic i Niemczy w kierunku SSW—NNE. Blok omawiany podzielony jest brzeżnym uskokiem sudeckim na dwie części: 1) południowo-zachodnią stanowiącą właściwe Góry Sowie jako brzeżne pasmo Sudetów Środkowych, oraz 2) północno-wschodnią należącą do pagórkowatego przedpola sudeckiego. Obie te części, mimo jaskrawych różnic morfologicznych, stanowią geologicznie jednolitą całość, nie różniąc się zasadniczo charakterem swych formacji skalnych.

Formacje te zbudowane są w ogromnej przewadze z gnejsów głębokiej strefy metamorficznej, petrograficznie nader zróżnicowanych. Dawniejsze kartograficzno-geologiczne prace niemieckie stosują podział nader drobiazgowy, oparty na składzie mineralnym, strukturze i teksturze (Dathe 12). Użyteczność tak szczegółowego podziału jest problematyczna, zwłaszcza wobec ustawicznej przejściowości jednych gatunków gnejsów w drugie. O wiele lepiej uzasadniony jest podział genetyczny, stosowany w nowszych objaśnieniach do map niemieckich, na: 1) Paragnejsy (pochodzenia czysto osadowego), 2) Ortognejsy (intruzyjno-magmowe) i 3) Gnejsy mieszane (injekcyjne) czyli migmatyty. Jednakże wobec dotychczasowego braku ścisłych kryteriów petrograficznych (analiz ilościowych) i ten podział także musi budzić wątpliwości, skoro wiadomo dzisiaj, że granity mogą powstawać wtórnie z przekrystalizowania lub cząstkowego upłynnienia paragnejsów i innych skał pochodzenia osadowego.

Dla znacznej większości gnejsów bloku Sowich Gór można przyjąć pochodzenie osadowe, a mianowicie z łupków ilasto-piaszczystych, szarowakowych, arkozowych itp. Przy metamorfozie osiągnęły one

przeważnie skład gnejsów oligoklazowo-biotytowych obfitujących w kwarc. Skaleń potasowy jest w nich zazwyczaj zupełnie podrzędny lub nawet nieobecny; w literaturze podawany on bywa w postaci ortoklazu, choć niejednokrotnie wykazuje on plamiste wygaszanie i lokalnie jak gdyby ślady pojawiającej się bliźniaczej struktury mikroklinowej. Muskowit występuje zwykle conajwyżej w śladach i po większej części zdaje się posiadać charakter wtórny (diaftoryczny?). Nader częstymi składnikami są zwyczajny granat i sylimanit, świadczący o głębokiej strefie metamorficznej (katagnejsy) i o nadmiarze glinki w skałach wyjściowych. Jako minerały akcesoryczne spotykane bywają apatyt, tlenki żelaza, cyrkon wywołujący w biotycie silne pola pleochroiczne, oraz rzadko w lokalnych odmianach grafit. Widoczne miejscami relikty dystenu są wyrazem braku równowagi fizyczno-chemicznej, która przy pogłębianiu się metamorfozy przesuwała się na korzyść sylimanitu. W niektórych punktach notowano również obecność kordierytu, przypuszczalnie w następstwie lokalnej metamorfozy kontaktowej.

Barwa paragnejsów jest zawsze szara w rozmaitych odcieniach. Tekstura ich bywa bardzo zmienna, a struktura wykazuje różną grubość ziarna. Najpierwotniejszą ich postacią zdają się być bardzo drobnoziarniste gnejsy facji leptytowej o niewidocznej lub słabej laminacji, ciemno-szaro ubarwione, zewnętrznym wyglądem przypominające piaskowce. Przy ziarnie nieco grubszym barwa jaśnieje, a łupkowa kierunkowość staje się wyraźna dzięki równoległemu ułożeniu blaszek biotytu skupiających się w przerywane lub ciągłe warstewki. Pokaźniejsza rekrystalizacja prowadzi do typowych słojowatych gnejsów, z czarnymi plastrami łuskowatego biotytu przewijającymi się mniej lub więcej równolegle wśród szarawo-białej ziarnistej masy skaleni z kwarcem. Być może, że rekrystalizacja ta połączona jest z pewnym dopływem substancji z zewnątrz (plutoniczna metasomatoza), gdyż często zawartość skalenia potasowego wzrasta, a we wnętrzu jego ziarn pojawiają się tu i ówdzie skąpe włókienka pertytowe; równocześnie oligoklaz zdradza pospolite przerosty antypertytowe skalenia potasowego. W takich mocno przekrystalizowanych paragnejsach granaty mogą osiągać paromilimetrową średnicę, sylimanit zaś zwykł się wówczas skupiać na granicy plastrów łyszczykowych w postaci płaskich, pręcikowych, szarawo-zielonkawych agregatów, doskonale nieraz widocznych okiem nieuzbrojonym (odmiana gnejsów sylimanitowych). Osobny znów rodzaj stanowią gnejsy fibrolitowe, tj. drobno-krystaliczne, ciemnoszare odmiany wyraźnie łupkowe, w których włóknisty sylimanit przerastając się z kwarcem skupia się w oddzielne gruzły o średnicy od kilku do kilkunastu mm, występujące na zwietrzałych powierzchniach skały w charakterystycznych soczewkowatych guzkach.

Najbardziej jednak rozpowszechnione na całym niemal obszarze bloku Sowich Gór są rozmaite odmiany gnejsów migmatycznych. W drobnoziarnistym tle szarych paragnejsów widzi się wówczas cienkie białawe żyłki złożone z samego skalenia i kwarcu, które wyglądają jakgdyby infiltracje międzywarstwowe aplitowej magmy. Miejscami grubieją one pokaźnie, gdzie indziej zaś znów wyklinowują się, dzieląc

się na oderwane soczewki, zamknięte zewsząd w szarej osłonie gnejsowej. W wielu miejscach białe żyłki wykazują typowe pofałdowanie ptygmatyczne, odznaczające się szczególnie miękkimi, krągłymi, aczkolwiek bardzo silnymi wężowymi skrętami, tak charakterystyczne dla rozmiękłych skał podległych granityzacji i anateksis. Oprócz takich cienkich żyłek dających z paragnejsami typowe migmatyty żyłkowane czyli arteryty, cały kompleks skalny przejęty bywa wieloma grubszymi (do 1 m) żyłami jasno-szarych, średnio-ziarnistych granitów dwumikowych. Ułożenie ich jest zawsze zgodne z uławiceniem gnejsów, a skład wydaje się być wzbogaconym w potas, co objawia się wyraźnie zwiększonym udziałem skalenia potasowego i obfitością muskowitu. Lokalnie ziarno takich granitów grubieje, biotyt zanika, a w miejsce jego pojawia się turmalin tak iż przechodzą one w gniazda lub smugi pegmatytowe, albo nawet w żyły kwarcowe. Chcącym zapoznać się z tymi interesującymi zjawiskami migmatyzacji polecić można przede wszystkim wycieczkę w okolice Walima (pow. Wałbrzych); na stokach masywu górskiego leżącego między tą miejscowością a dalej na zachód położoną Głuszycą Górną, Niemcy prowadzili pod koniec wojny rozległe roboty i przy szosach, wąskotorowych kolejkach, w kamieniołomach, sztolniach i tunelach poczynili wspaniałe sztuczne odkrywki, znakomicie odsłaniające tamtejszy kompleks migmatyczny.

Inny rodzaj gnejsów migmatycznych, również bardzo rozpowszechniony w całym bloku Gór Sowich, można studiować we wspaniałych odsłonkach nad tamą i jeziorem zaporowym na rzece Bystrzycy koło Zagórza Śląskiego (pow. Wałbrzych). Typowo są tu rozwinięte tzw. gnejsy warstewkowe («Lagengneisse» niemieckich autorów), składające się z naprzemianległych i równoległych czarnych warstw łyszczykowych (głównie biotytowych) i białych, kilku- do kilkunastomilimetrowych warstw drobno-ziarnistego skalenia z kwarcem. Przedstawiają one jakgdyby typowe arteryty, jakkolwiek można mieć wątpliwości, czy międzyłupkowa injekcja obcej magmy granitowej mogła spowodować tak regularną i równoległą naprzemianległość w tak wielkich masach. Trafniejszym wydaje się wyobrażenie sobie tych gnejsów warstewkowych jako miejscowy wytwór anatektyczny samej paragnejsowej masy skalnej bez dopływu substancji z zewnątrz. Nie jest również wykluczona hipoteza Finckha (14), iż pierwotne warstwowanie osadu, złożonego naprzemianlegle z ilastego i szarowakowego materiału, dostarczyło przy metamorfozie opisywanych gnejsów.

Wśród migmatycznych kompleksów Gór Sowich widzimy niejednokrotnie miejscowe zacieranie się struktur mieszanych i zlewanie się ich w mniej lub więcej jednolite struktury ziarniste. Mechaniczne wymieszanie kierunkowych struktur gnejsowych daje wówczas mieszane czyli migmatyczne granity, które miejscami zachowują jeszcze ślady smużystości odziedziczone po rozpłyniętych gnejsach, często jednak przyjmują typowo masywne tekstury, w których bez uważnych obserwacji terenowych, na podstawie luźnych tylko okazów, nikt już nie mógłby domyślić się niemagmowego pochodzenia. Szare grano-

dioryty i tonality biotytowe takiej natury budują np. większe i zwarte masy skalne na NE stokach Sowińca i tworzą pokaźne skałki przy szosie z Dzierżoniowa do Walima w okolicy Kamieńca.

Zagadnienie genezy i natury tych zawiłych i różnorodnych zjawisk migmatyzacji nie da się wyjaśnić bez gruntownych i drobiazgowych studiów petrograficznych i geochemicznych. Można przewidywać tu szereg różnych rozwiązań: Drobne jasne żyłki mogą być produktem infiltracji magmy napływowej od dołu wzbierającej, albo też produktem palingenezy paragnejsów *in situ*, przy czym albo pierwotny gnejs chemicznie nie przerobiony mógł bezpośrednio podlegać dyferencjalnej (cząstkowej) mobilizacji, ewentualnie z warstwowo zmiennym swym składem początkowym, albo też uległ on wpierw metasomatycznej granityzacji przez emanacje juwenilne z głębi pochodzące. Grubsze żyły granitowe, pegmatyty oraz drobne ptygmatycznie pofałdowane jasne implikacje, mogą być geologicznie równoczesne i syngenetyczne, lecz mogą być także nie związane bezpośrednio ze sobą i odmiennym czynnikom podporządkowane. Mogą one należeć do tego samego cyklu orogenetycznego co metamorfoza paragnejsów i ich łupkowa deformacja, ale mogłyby one wytworzyć się o wiele później w toku osobnego cyklu górotwórczego i ulec wtórnemu przefałdowaniu wspólnie z gnejsami.

Nowsi autorowie map geologicznych z obszaru bloku Gór Sowich, np. Meister (22), przyjmowali magmowo-injekcyjny charakter migmatytów. Scheumann (29) natomiast uważał migmatyty sowiogórskie za klasyczny przykład zdefiniowanego przez siebie procesu «metateksis», czyli ultrametamorficznego odmieszania granitowego materiału ze skał pierwotnych (paragnejsów). Brak zupełny skalenia potasowego lub jego ubóstwo w najpierwotniejszych postaciach paragnejsów, a pojawianie się jego w niektórych migmatytach, a szczególnie wybitne jego wzbogacanie się w grubszych żyłach granitowych i w pegmatytach, przemawiałoby za wędrówką potasu w toku tworzenia się kompleksu migmatycznego. Jaką jednak naturę należałoby przypisać tej wędrówce? Miejmy nadzieję, że zapoczątkowane obecnie w Poznaniu studia nad migmatytami Sowich Gór bodaj w części przyczynią się do wyświetlenia tych skomplikowanych stosunków.

O wiele mniej od paragnejsów i migmatytów rozpowszechnione są ortognejsy, stanowiące wedle badaczy niemieckich tektonicznie zdeformowane granity. W przeciwieństwie do paragnejsów są one zwykle dwumikowe, a ponadto obfitują przeważnie w skaleń potasowy (mikroklin). Właściwą im jest struktura wyraźnie ziarnista, a tekstura słojowata z wyraźnymi znamionami dynamicznej post-krystalicznej deformacji. Szczególnie charakterystyczne są tu przejścia do tzw. struktury oczkowej («gnejsy oczkowe») we właściwych paragnejsach nie spotykanej. Polega ona na tym, że pojedyncze skalenie lub ich ziarniste zespoły osiągają większe rozmiary (od 0,5 do paru cm średnicy) i przy okrągławych lub grubo-soczewkowych kształtach zmuszają otaczające plastry łyszczykowe do krągłego omijania ich i otulania z ze-

wnątrz («oczka skaleniowe»). Barwa ortognejsów jest normalnie również szara, tak jak i paragnejsów, lecz lokalnie zjawiać się tu mogą odmiany o różowych lub mięsisto-czerwonych skaleniach bogate w grubo-blaszkowaty muskowit.

Trudno mieć wątpliwości, że ortognejsy te są formacją zupełnie odrębną od opisanych poprzednio paragnejsów i migmatytów. Występują one wyłącznie przy połud.-zachodnim brzegu bloku gnejsowego, tj. we właściwym pasmie Gór Sowich, i to szczególnie na SW skłonie tego pasma, wśród paragnejsów odznaczających się przeważnie wybitną post-krystaliczną deformacją i obfitością diaftorycznego muskowitu. Okoliczność ta uwypuklona jest bardzo wyraźnie na mapie Meistera i Fischera (25), gdzie strefa ta oznaczona jest jako zmylonityzowana i zmuskowityzowana. Ze sposobu występowania ortognejsów możnaby wnosić, że stanowią one młodszą od paragnejsów intruzję syntektoniczną w osi wypiętrzenia górskiego o kierunku NW—SE. Z drugiej zaś strony uległy one wraz z całym swym otoczeniem silnej deformacji tektonicznej w jakiejś późniejszej epoce górotwórczej, długo po swym całkowitym zakrzepnięciu. Tej deformacji zapewne zawdzięczają one swą charakterystyczną budowę oczkową, połączoną z tektonicznym wygniataniem i wywalcowaniem, oraz swą regionalną muskowityzację, natury przypuszczalnie diaftorycznej. Pod tym względem upodabniają się one do granitognejsów izerskich, orlickich, śnieżnickich itp., które będą opisane w następnych rozdziałach jako zdeformowane wśród fałdowań kaledońskich granity algonckie; analogie te zostały już dawniej zauważone przez Fischera (18).

Wobec tego podejrzewać można, że brzeżna południowo-zachodnia strefa bloku Sowich Gór stanowi tektonicznie wyosobnioną część bloku zaangażowaną w wybitnym stopniu w fałdowaniach kaledońskich w przeciwieństwie do głównej jego masy, stanowiącej starsze masy śródgórskie, względnie zewnętrzne ramy oporowe. Jeśliby te przypuszczenia w toku przyszłych badań okazały się słuszne, trzebaby było strefę tę pojmować jako osobny element lugijski w kaledońskiej budowie Sudetów.

Oprócz opisanych ortognejsów granitowych, spotykamy w bloku sowiogórskim również inne skały gnejsowe pochodzenia magmowego, które jednak, stanowiąc tylko drobne oddzielne wkładki wśród paragnejsów lub migmatytów, zdają się odgrywać rolę całkiem inną. Należą tu np. gnejsy hornblendowe, spotykane sporadycznie m. i. w okolicach Zagórza Śląskiego; są to zwykle średnio-ziarniste skały o umiarkowanej lub słabej łupkowatości, upstrzone czarniawymi słupkami i ziarnkami hornblendy i przypuszczalnie przedstawiają przeddeformacyjne żyły magmy diorytowej. Opisywano też gnejsy hornblendowe z wschodnich granic bloku; tam jednakże podejrzewać można, że poczytano za nie młodsze (karbońskie) żyły syenitów Niemczy, które na skutek smużystej tekstury mogą niekiedy upodabniać się do gnejsów. Tu i ówdzie spotykano również gnejsy aplitowe, ubogie w łyszczyk, drobno-ziarniste i niewyraźnie łupkowate, które zdają się pochodzić z żył leukokratycznej magmy granitowej.

Pospolite natomiast, choć drobne pod względem wymiarów wtrącenia stanowią granulity. Są to drobno-ziarniste skały równolegle smużyste lecz słabo łupkowate, jasno przeważnie ubarwione (popielate, białawe, szaro-różowawe), w których granat zagęszczony w smużki i warstewki staje się głównym barwnym minerałem. Zazwyczaj jednak nie brak w nich również drobnołuseczkowego biotytu, będącego być może wtórnym produktem w miejsce granatu przy diaftorycznym przejściu z granulitowej do zwykłej, łyszczykowo-gnejsowej facji metamorficznej. Jasnymi minerałami są kwarc, plagioklaz i podrzędny zwykle skaleń potasowy; jako nierzadki minerał dodatkowy zjawia się także dysten, znamienny dla skał poddanych szczególnie wielkim ciśnieniom. Wobec rozpowszechnienia w paragnejsach granatu i reliktowego dystenu nasuwa się podejrzenie o bardzo interesujących perspektywach, że większość tych paragnejsów mogła w swej początkowej historii metamorficznego rozwoju mieć swoją «epokę granulitową», po której dopiero wtórnie, w związku z odnowionymi odkształceniami nastąpiło przeistoczenie w fację paragnejsów biotytowych.

Wśród skomplikowanego petrograficznie zespołu rozmaitych opisanych powyżej typów gnejsowych występują w masywie krystalicznym Sowich Gór bardzo liczne, lecz drobne zazwyczaj wtrącenia innych skał metamorficznych, splecione z gnejsami w jednolitą i zgodną całość tektoniczną. Stanowią one bądź to magmowe żyły i intruzje, bądź też osadowe wkładki w pierwotnym kompleksie skalnym, lecz następnie zostały one wspólnie z nim poddane sfałdowaniu i metamorfozie. Najpospolitsze wśród nich są wtrącenia amfibolitów, w niektórych zwłaszcza okolicach szczególnie obficie i gromadnie występujące.

Po większej części zdają się to być ortoamfibolity, tj. metamorficznie przeistoczone intruzje pokładowe i żyły magmy gabrowej, względnie lawy i tufy bazaltowe. Dowodzą tego częste relikty pierwotnych magmowych minerałów, zwłaszcza piroksenów, oraz ziarnistych lub ofitowych struktur. Bywają one zwykle mniej lub więcej kierunkowo zdeformowane, albo nawet łupkowate, często jednak przedstawiają odmiany ziarniste, zupełnie masywne. Badacze niemieccy wyróżniają następujące główne odmiany, powiązane zresztą wzajemnie przejściami: 1) Amfibolity diabazowe o jednostajnym drobnym ziarnie, ubogie w granat, natomiast obfitujące w minerały tytanowe, szczególnie tytanit; powstały one przypuszczalnie z zasadowych wulkanitów lub cienkich żył diabazowych. 2) Amfibolity gabrowe o grubszej strukturze, szaro i czarno pstrokate, często zupełnie przypominające zwykłe ziarniste gabra, choć zwykle mniej lub więcej kierunkowo sprasowane. Częste w nich są relikty piroksenów, zsossurytyzowanych pierwotnych plagioklazów, obwódek kelyfitowych dokoła granatów itp. 3) Amfibolity granatowe, zwane przez niektórych eklogitowymi, szczególnie obfitujące w czerwone, paromilimetrowe nieraz ziarna granatu. Wydaje się zupełnie możliwym, że przynajmniej niektóre z nich powstały przy wtórnej diaftorycznej metamorfozie facji eklogitowej, znamionującej najwyższe ciśnienia w najgłębszej strefie, w fację amfibolitową (płytszą).

Niektóre wreszcie amfibolity, zbite lub drobno-krystaliczne, skłonni jesteśmy uważać za paraamfibolity, tzn. przypisywać im pochodzenie osadowe. Wykazują one bowiem często charakterystyczną strukturę rogowcową, znamienną dla kontaktowo przeobrażonych skał osadowych i często występują naprzemianlegle z paragnejsami. Można sobie wyobrażać, iż powstały one z dolomityczno-marglistych i mniej lub więcej żelazistych wkładek w pierwotnej serii sedymentacyjnej.

Liczne są również w gnejsach soczewki lub pokładowe wtrącenia serpentynitów. Są to przeważnie zupełnie zbite, ciemno-zielonkawo-szare do czarnych skały metamorficzne, które jak stwierdzono studiami mikroskopowymi stanowią produkty przeistoczenia ultrazasadowych skał magmowych bogatych w oliwin, a więc perydotytów i pikrytów. Lokalnie mogą one przechodzić w inne facje metamorficzne, a mianowicie w łupki aktynolitowe, albo znów w tłustawe i miękkie łupki talkowe (dawniej wydobywano z nich miejscami talk na bardzo skromną skalę).

Obok wymienionych wkładek zasadowych magmowego pochodzenia, wplecionych ściśle w zawiłą strukturę tektoniczną bloku gnejsowego, występują w nim w wielu miejscach wtrącenia pozornie podobnych skał znacznie młodszych, które w związku z późniejszymi ruchami tektonicznymi wtargnęły w gotową już jego budowę. Petrograficzne nawiązania tych młodszych skał prowadzą do rozmaitych intruzji występujących w obramowaniu bloku. I tak spotykamy w obrębie gnejsów drobne masy niełupkowych serpentynitów, które skłonni jesteśmy wiązać ze staro-paleozoicznymi masywami serpentynowymi Sobótki, okolic Ząbkowic itp.; pewne ich odróżnienie od drobnych soczewek serpentynowych, wplecionych wraz z amfibolitami w gnejsowe sfałdowania, natrafia nieraz na trudności wobec wielkiego megaskopowego podobieństwa. W wielu miejscach spotyka się wtrącenia czarniawych, drobno-ziarnistych skał niemetamorficznych, nazywanych hiperytami przez niemieckich autorów map geologicznych. Są to drobne intruzje o chemizmie gabrowym, które możnaby genetycznie łączyć z masywami gabrowymi Sobótki, Woliborza.

Przy wschodniej krawędzi bloku wzdłuż strefy dyslokacyjnej Niemczy, gdzie kompleks gnejsowy uległ intensywnemu pogruchotaniu (30), spotykamy w nim liczne drobne intruzje magmowe szeroko zróżnicowane od gabrodiorytów do granodiorytów i aplitów, należące do serii tzw. «syenitów» Niemczy, której przypisuje się wiek śródkarboński. W zachodnich częściach bloku, szczególnie w bliższym sąsiedztwie niecki wałbrzyskiej, rozpowszechnione są w gnejsach żyły porfirów kwarcowych, które zupełnie odpowiadają permo-karbońskim lawom centralnej niecki sudeckiej i niewątpliwie są z nimi równoczesne. Wszystko to są skały bez porównania młodsze od samego kompleksu gnejsowego i genetycznie ani tektonicznie nie mają z nim nic wspólnego.

Bardzo rzadkie natomiast w omawianym kompleksie gnejsowym są wtrącenia wapieni krystalicznych. Świadczy to o tym, że seria

osadowa, która w głównej mierze dostarczyła pierwotnego materiału kompleksowi gnejsowemu, była uboga w węglany i składała się niemal wyłącznie z klastycznych osadów piaszczysto-ilastych. Wapienie krystaliczne stwierdzono w niewielkich pokładach w okol. Gilowa (pow. Dzierżoniów), koło Kamionek oraz w drobnych śladach w kilku innych jeszcze miejscach. Wapienie te są drobno-,średnio- lub gruboziarniste, szare lub białawe, zanieczyszczone przeważnie metamorficznymi krzemianami jak pirokseny, amfibole, granaty itp. Najczęściej towarzyszą one amfibolitom, albo są nawet nimi poprzekładane, przy czym amfibolity te uważa się za zmetamorfizowane warstwy tufów bazaltowych.

Osobliwe lokalne utwory w paragnejsach opisał Hentschel (19), podkreślając ich regionalne znaczenie jako szczegółów petrograficznych przewodnich dla całej formacji paragnejsowej Sowich Gór. Są to kuliste lub soczewkowe skupienia drobno-ziarniste lub zbite, o konkrecyjno-współśrodkowej budowie, odgraniczone od zamykającego je paragnejsu pewną przejściową strefą. Jądro ich składa się głównie z hessonitu i kwarcu, miejscami z udziałem piroksenu, zoizytu i kalcytu, obwódka zaś miewa — postępując od środka na zewnątrz — kolejno skład plagioklazowo-piroksenowy, plagioklazowo-amfibolowy i wreszcie amfibolowo-gnejsowy, stopniowo przechodzący w skład normalnego paragnejsu biotytowego. Wedle tego autora nie można uważać tych utworów za konkrecje, czy to pierwotnej osadowej, czy też wtórnej metamorficznej natury, choć takie tłumaczenie mogłoby napozór wydawać się najprostszym. Są to wedle niego margliste partie dawnej serii osadowej, które w toku metamorfozy zdołały zachować swą indywidualność, lecz potem przy późniejszych odkształceniach musiały wejść w reakcje z otoczeniem, dając wybitne stopniowanie metamorficzno-facialne w swych kolejnych koncentrycznych strefach. Te osobliwe utwory, choć bardzo rozpowszechnione na całym terenie paragnejsów i migmatytów, nigdzie nie są zbyt pospolite. Świadczyłyby one o tym, że wapniste domieszki w prastarej serii osadowej paragnejsów, choć ilościowo drobne, wobec pelitowo-ilastego jej materiału, były jednak dość powszechne. Wiele drobnych wkładek amfibolitowych w paragnejsach powinnoby mieć podobne osadowe pochodzenie. Studium powyższe przytoczono tu jako jeden z wyjątkowych raczej przykładów zupełnie nowoczesnych badań petrograficznych dokonanych w Sudetach przez naukę niemiecką.

Na zakończenie opisu formacji krystalicznych Sowich Gór trzeba w końcu wspomnieć o pegmatytach, które przenikają miejscami bardzo obficie nie tylko rozmaitego rodzaju gnejsy, lecz i wtrącone w nie amfibolity. Miewają one nieraz postać wyraźnych młodszych żył infiltracyjnych w skałach metamorficznych; w migmatytowych jednak obszarach tworzą one nieraz odosobnione soczewki albo rozgałęzione gniazda tak ściśle zespolone z całym migmatycznym splotem i połączone przejściowo z użyłkowaniem gnejsów, iż mogą one być pojmowane jako miejscowe wypociny samych paragnejsów mięknących na skutek anateksis.

Składają się one z białawego lub siwego skalenia i z szarego kwarcu, przy ustawicznej zmienności ziarna i wyraźnej niekiedy skłonności do tworzenia przerostów pismowych; nierzadko na skutek zaniku skalenia przechodzą one w żyły czysto kwarcowe. Wśród skaleni podają autorowie niemieccy oligoklaz, ortoklaz, mikroklin (pertytowy) oraz albit. Pospolite są pegmatyty czysto biotytowe (bez muskowitu), odznaczające się dużymi wstęgowo wydłużonymi blaszkami bronzowo-czarnego biotytu; często jednak dołącza się również muskowit w mniejszych blaszkowych skupieniach. Nierzadkie są pegmatyty czysto muskowitowe, o dużych mikowych blaszkach sięgających 8 cm średnicy. Pospolitym składnikiem dodatkowym jest czarny turmalin, w słupkach dochodzących grubości 2 cm, a długości 10 cm. Z rzadszych minerałów podawano również obecność berylu, apatytu, granatu, dystenu, tryplitu i kolumbitu.

*

Przy obecnym bardzo niedostatecznym stanie znajomości kompleksu gnejsowego Sowich Gór nie podobna nakreślić choćby najogólniej stratygrafii pierwotnej serii osadowej, ani historii jej następnych przeobrażeń wśród górotwórczych deformacji, metamorfozy i injekcji magmowej. Dzisiejsza struktura tego kompleksu jest zbyt skomplikowana zarówno pod względem petrograficznym, jak i tektonicznym. Kierunki gnejsów zmienne w różnych miejscach bloku dowodzą znacznej zawiłości ruchów: W narożu NW wachlarzowato rozbieżne (od SW—NE do W—E), ku południowi skręcają na SE, stąd na wschód (na przedpolu sudeckim) stopniowo znów odginają się wedle W—E, aby w pobliżu wschodniej krawędzi bloku nagle zawrócić równolegle do niej tj. na NNE. Granice bloku są wszędzie tektoniczne i uniemożliwiają bezpośrednie nawiązanie z którąkolwiek otaczającą jednostką strukturalną mozajki sudeckiej. Nawet sprawa wieku kompleksu gnejsów sowich jest do dziś dnia zagadnieniem otwartym; wiemy bowiem napewno tylko tyle, że jest on starszy od kulmu, który zawiera w swych zlepieńcach otoczaki gnejsowe.

Dathe przypisywał gnejsom sowim wiek archaiczny («pierwotna skorupa ziemska»?!), ze względu na wysoki stan krystaliczności i głęboką metamorfozę. Natomiast Lepsius (23) i Finckh (14) uważali, iż metamorfoza ich dokonała się ostatecznie dopiero w toku orogenezy waryscyjskiej i że mogą one nie być starsze od syluru. Pozycja tektoniczna bloku Sowich Gór w budowie Sudetów jest również dwuznaczna: Z jednej strony zachowuje się on już przy kaledońskim fałdowaniu jako sztywna oporowa masa śródgórska, co przemawia za wiekiem przedkambryjskim. Z drugiej jednak strony przybliżone stosowanie się kierunków jego wewnętrznej tektoniki do obramowania, położenie w strefie poprzecznej depresji Sudetów Środkowych (Teisseyre — 34), oraz brak materiału gnejsowego w staro-paleozoicznych osadach bliskiego sąsiedztwa, sprzeczne są z tego rodzaju twierdzeniem. W obliczu tych sprzeczności Fr. Suess przyjmował, że blok

Sowich Gór nie jest elementem miejscowym, lecz jako kra moldanubska został z daleka nasunięty.

Trudno jest pogodzić te różne okoliczności i podać jakieś zadowalające kompromisowe wyjaśnienie. W ślad za najnowszymi poglądami geologów niemieckich, skłonni jesteśmy uważać blok Sowich Gór za fragment moldanubskiego masywu krystalicznego w lugijskiej budowie Sudetów i w związku z tym przypisujemy mu wiek przedkambryjski. W porównaniu do innych fragmentów krystalicznych w tej budowie wykazuje on znamiona szczególnie głębokiej metamorfozy z śladami najpierwotniejszymi facji eklogitowej i granulitowej, następnie anateksis i późniejszej diaftorezy, wobec czego można podejrzewać szczególnie długą i wieloetapową jego historię rozwoju i przypuszczać z niemałym prawdopodobieństwem jego archaiczny wiek.

KRYSTALICZNA OSŁONA GRANITOWEGO MASYWU KARKONOSZY

Późnohercyński granit masywu Karkonoszy i Gór Izerskich wyłania się spod okrywy starszych odeń łupków krystalicznych, z którymi wykazuje wyraźne objawy kontaktu intruzyjnego. Nie ulega wątpliwości, że ta formacja łupków krystalicznych uległa sfałdowaniu, metamorfozie i magmowej injekcji w jakimś dawniejszym okresie orogenezy, gdyż intruzja granitu dotknęła jej już w stanie gotowym, a nawet w najniższym kulmie sąsiadującego od wschodu obszaru spotykamy już otoczaki różnych jej odmian skalnych w stanie zmetamorfizowanym i zdeformowanym. U badaczy niemieckich przeważało przekonanie, iż należy ona do cyklu kaledońskiego, a najlepszy wśród nich znawca omawianego obszaru G. Berg (8, 9) skłaniał się do przypuszczenia, iż stanowi ona odpowiednik słabo-metamorficznego starszego paleozoikum (kambro-syluru) Gór Kaczawskich, silniej jednak i w głębszej strefie zmetamorfizowany. Ortognejsy obficie w tej formacji uczestniczące były przeto uważane za granitowe intruzje z okresu fałdowania się Kaledonidów. Taki punkt widzenia został przyjęty w sprawozdawczym artykule i w mapie M. Książkiewicza (22).

Wszelako szereg obserwacji petrograficznych oraz rozważań paleomorfologicznych i tektonicznych nasuwał podejrzenia, że krystaliczna formacja okrywy Karkonoszy może być przedkaledońska i to prekambryjska. Z inicjatywy Bederkego Brüll (10) dokonał analizy skaleni klastycznych z pewnych szarowak kambro-syluru Gór Kaczawskich i stwierdził, że odpowiadają one zupełnie skaleniom gnejsów izerskich z najbliższego sąsiedztwa; wobec tego można uważać, że gnejsy te dostarczyły szarowakom materiału okruchowego, a zatem muszą być od nich starsze. Ponieważ szarowaki te uchodziły wówczas za ordowickie, wyprowadzono stąd wniosek, że intruzja granitognejsów izerskich musiała być związana z najwcześniejszą fazą cyklu kaledońskiego, a mianowicie z fazą sardyńską (u schyłku kambru). Wszelako Schwarzbach (31) wykazał w swej ostatniej pracy, że ów zbadany przez Brülla poziom jest nie ordowicki, lecz kambryjski. Wyni-

kałoby stąd, że granitognejsy izerskie muszą być przedkambryjskie, czyli że ich intruzja musiała dokonać się w ramach jakiejś algonckiej orogenezy. Schwarzbach, zgodnie z całą tradycją niemieckiej nauki, uważa to za niemożliwe i twierdzi, że ów osadzony w kambrze Gór Kaczawskich materiał skaleniowy musiał pochodzić z rozmycia jakichś innych, starszych od gnejsów izerskich prekambryjskich skał krystalicznych, składem swych skaleni bardzo podobnych, a dziś nigdzie nie odsłaniających się. Sztuczności takiego wnioskowania nie potrzeba szczególnie podkreślać. Rzecz inna, że wyników analizy Brülla nie należy przeceniać, gdyż w myśl uwag wypowiedzianych na str. 76 identyfikacja pochodzenia luźnych skaleni klastycznych rzadko kiedy może być całkowicie pewna.

Schwarzbach (31) przytacza szereg argumentów przeciw prekambryjskiemu wiekowi granitognejsów izerskich, a za przynależnością ich do kaledońskiego cyklu górotwórczego. Wspomina np. o występowaniu w obrębie gnejsów izerskich łupków ilastych, szarowak i kwarcytów podobnych do spotykanych w kambro-sylurze Gór Kaczawskich, a objawiających zmiany kontaktowe pod wpływem tych gnejsów; musiałoby to oczywiście świadczyć o późniejszej intruzji tych gnejsów. Podobieństwo to jednak może być tylko pozorne, albowiem niejednokrotnie stwierdzano, iż w lokalnych strefach tektonicznych łupki krystaliczne, kontaktowo przez intruzje granitognejsów przeobrażone w hornfelsy, ulegają dyslokacyjnej metamorfozie, mylonityzacji i fylonityzacji, przyjmując pozorny wygląd szarowak, fylitów i łupków ilastych.

Schwarzbach powołuje się nadto na świadectwo Berga (9), jakoby towarzyszące granitognejsom aplity, a więc końcowe pochodne magmy, były w przeciwieństwie do skały macierzystej nie zgnejsowane. Miałoby to oznaczać, że deformacja gnejsów poprzedziła zakrzepnięcie resztek ich własnej magmy, czyli że musiała się dokonać w końcowej fazie górotwórczej przedkulmskiej orogenezy, tzn. w fazie młodokaledońskiej. Taka interpretacja byłaby jednak sprzeczna z niewątpliwym faktem wybitnie post-krystalicznych deformacji granitognejsów izerskich. Zresztą deformacje aplitów, ze względu na ich drobne mozajkowe ziarno i wielkie ubóstwo lub brak łyszczyków, są zawsze bez porównania mniej wybitne i często prawie niedostrzegalne w porównaniu do kierunkowych deformacji gruboziarnistych i obfitujących w łyszczyki skał otaczających. Ponadto należałoby jeszcze udowodnić, że aplity te są istotnie magmowo i genetycznie związane bezpośrednio z intruzją granitognejsów i że nie są one o wiele późniejszymi injekcjami, uruchomionymi w jakimś odrębnym okresie górotwórczym.

Jak wynika z powyższej dyskusji, nauka niemiecka nie dostarczyła dotąd niewątpliwych dowodów przynależności formacji krystalicznych okrywy Karkonoszy do cyklu kaledońskiego. Przeciwnie zaś, w dotychczasowych opisach dopatrywać się można rozmaitych wskazówek co do starszego, przedpaleozoicznego jej wieku. Dopiero ostatnia praca Kodyma i Svobody (21) przyniosła jasno pod tym względem wyrażoną koncepcję i dostarczyła szeregu bardzo poważnych argumen-

tów. Autorzy ci dowodzą płaszczowinowej budowy Sudetów ukształtowanej w toku orogenezy kaledońskiej, przy kierunku nasuwania się od NNE na SSW. Górna płaszczowina tzw. sudecka zbudowana jest z prekambryjskiej formacji krystalicznej, zmetamorfizowanej i magmowo injekowanej w toku orogenezy algonckiej. Dolna płaszczowina tzw. podsudecka, składa się z fylitowej słabo metamorficznej serii osadów staro-paleozoicznych. Granit Karkonoszy wtargnął pod koniec ruchów waryscyjskich pomiędzy obie te kaledońskie płaszczowiny i zmetamorfizował je kontaktowo.

Wedle czeskich zatem autorów, krystaliczna osłona masywu granitowego Karkonoszy składa się z materiałów prekambryjskich, które najpierw wzięły udział w orogenezie algonckiej, a później w czasie ruchów kaledońskich zostały nasunięte płaszczowinowo daleko na południe. Po blokowym wyniesieniu całości i zdenudowaniu środkowej partii odsłonił się spod tej okrywy młodszy granit Karkonoszy, skutkiem czego dzisiaj zachowała się ona głównie w postaci jego krystalicznego obramowania: Po północnej stronie, tzw. pogórze izerskie pojmować można jako korzeniowe części płaszczowiny sudeckiej, po wschodniej stronie tzw. pasmo kamieniogórskie jako jej boczny płat zapadający pod centralną nieckę sudecką, południową wreszcie część obramowania (na południowych stokach Karkonoszy oraz w głównym ich grzbiecie między szczytem Śnieżki a Kowarami), jako czołowe części tej płaszczowiny. Obok argumentów stratygraficznych i tektonicznych, przemawiających na rzecz takiej interpretacji, Kodym i Svoboda przytaczają również argumenty petrograficzne, dające się zresztą po części wysnuć z zawartych w niektórych publikacjach niemieckich opisów łupków krystalicznych osłony Karkonoszy.

Najstarszą częścią formacji krystalicznej tej osłony są bezwątpienia utwory osadowe pelityczno-ilaste lub piaszczyste, zachowane dziś przeważnie w postaci dość słabo zmetamorfizowanej jako łupki łyszczykowe, chlorytowo-serycytowe i kwarcytowe, rzadko z lokalnymi wkładkami wzbogaconymi w grafit. Laminacja ich bywa normalnie bardzo wybitna, przeważnie dość równa i spokojna, miejscami jednak drobno pofałdowana i pogięta. Niektóre strefy łupków mają grubiej skrystalizowane łyszczyki a pewne pokłady w takich strefach są szczególnie bogate w ziarnka granatu. Inne znów strefy objawiają o wiele niższy stopień metamorficznej rekrystalizacji, przyjmując wygląd fylitów lub jedwabiście połyskujących łupków serycytowych. W pewnych szczególnych pasmach łupki wykazują większe czarne łuseczki biotytu ułożone nie zgodnie z laminacją, lecz dowolnie; przypuszczalnie wzrosły one porfiroblastycznie po okresie dyslokacyjnym na skutek późniejszej metamorfozy kontaktowej. Spotyka się również łupki silnie wzbogacone w skalenie (z reguły potasowe), stanowiące petrograficzne przejścia do cienko laminowanych gnejsów. Można przypuszczać, że przeobrażenia te dokonały się pod wpływem metasomatycznym intruzji granitognejsów.

W powyższej serii łupkowej występują w wielu miejscach soczewkowate wtrącenia skał węglanowych, przekrystalizowane metamor-

ficznie na ziarniste marmury. Niemieccy badacze skłonni są paralelizować je z wapieniami Gór Kaczawskich uważanymi za dolny kambr. Jednakże nawet sam Bederke, który aprobował poprzednio tego rodzaju przypuszczenie, wyraził w roku 1939 (6) swe wątpliwości pod tym względem i uznał, że mogą one być prekambryjskie. Marmury osłony Karkonoszy, białe lub szare, o zmiennym ziarnie, są często w różnym stopniu zdolomityzowane i zawierają niejednokrotnie rozmaite minerały krzemianowe. Soczewki ich bywają poprzerastane cienkimi wkładkami łupków mikowych, albo przechodzą w pośrednie i mieszane typy łupków wapnisto-łyszczykowych. W niektórych miejscach, zwłaszcza w stropowych partiach soczewek, spotykamy marmury przeobrażone w skały krzemianowe z diopsydem, granatem, minerałami grupy serpentynu i chlorytu, przypuszczalnie na skutek kontaktowego oddziaływania intruzji granitognejsów. Websky podaje nawet obecność dużych kryształów wezuwianu w takich utworach.

Do serii łupkowej zaliczyć wypada również zgodnie z nią ułożone pokłady amfibolitów, przedstawiające najprawdopodobniej metamorficzne pochodne międzywarstwowych intruzji diabazowych, law bazaltowych oraz ich tufów. Amfibolity te są szczególnie okazale rozwinięte we wschodniej części obramowania Karkonoszy, tj. w pasmie Kamieniogórskim, gdzie ukazują się one przede wszystkim w stropie formacji łupkowej oraz w towarzystwie wtrąceń wapiennych. Skały te są petrograficznie bardzo zróżnicowane pod względem składu i struktury. Widzimy wśród nich odmiany ziarniste, niekiedy z wyraźnymi śladami struktury ofitowej (dawne diabazy), zdarzają się także odmiany porfirowate i wreszcie najpospolitsze odmiany zupełnie niemal afanitowe, zbite, zielono-czarne (dawne bazalty i tufy bazaltowe). Po wschodniej stronie pasma kamieniogórskiego bywają one gdzieniegdzie migmatycznie poprzekładane granitognejsami lub przechodzą w szczególne odmiany gnejsów hornblendowych; miejsca takie uważać można za injekcyjne kontakty intruzji granitognejsów w kompleks łupkowy; szczególnie pouczający przykład tego rodzaju impregnacji poznać można w przekopie kolejowym przez pagórek koło wsi Leszczyniec w pow. Kamienna Góra. W innych znów miejscach obserwujemy przejścia amfibolitów w łupki chlorytowe z albitem i epidotem, prawdopodobnie na skutek późniejszej diaftorezy. Wśród amfibolitów spotykamy gdzieniegdzie w postaci cienkich wkładek odmiany silnie zoizytowe lub epidotowe, blaszkowate łupki biotytowe oraz szczególne łupki porfiroidowe o charakterystycznych fenokryształach albitu i o składzie chemicznym skrajnie sodowych keratofirów kwarcowych, przypuszczalny produkt metamorfozy kwaśnych wulkanitów.

Obok opisanych wyżej skał suprakrustalnych (tzn. powstałych na powierzchni ziemi na skutek procesów bądź osadowych, bądź wulkanicznych), w formacji krystalicznej osłony Karkonoszy uczestniczą olbrzymie masy granitognejsów. Dostarczyła ich potężna i nader obfita inwazja kwaśnej magmy granitowej w obręb skał suprakrustalnych, dokonywująca się na ogół zgodnie z ich uławiceniem w czasie starszej,

przypuszczalnie algonckiej orogenezy. Skały te doznały wówczas rozległej metamorfozy kontaktowej, a w wielu miejscach powstały prawdziwe migmatyty injekcyjne. Masy magmowe zastygły na granity o zmiennej strukturze, miejscami równoziarnistej, miejscami porfirowatej, bądź to zupełnie masywne, bądź też kierunkowo smużyste na skutek migmatycznego zanieczyszczenia wchłoniętymi łupkami.

Dopiero znacznie później, w czasie orogenezy kaledońskiej, granity te wraz z ogarniętymi przez się skałami suprakrustalnymi wzięły udział w ruchach górotwórczych na ogromną skalę, nasuwając się płaszczowinowo w kierunku SSW. W czasie tych ruchów cały kompleks skalny uległ potężnej metamorfozie dyslokacyjnej, tzn. deformacji kierunkowej, miejscami nawet mylonityzacji. Serie osadowe zostały powtórnie silnie złupkowane, osiągając miejscami rozwój fylonitowy, a granity przekształciły się w gnejsy. Przeobrażenia te dokonywały się niewątpliwie w strefie całkiem płytkiej, gdyż deformacje nie uległy w wybitniejszym stopniu krystaloblastycznemu zabliźnieniu, a objawy diaftorezy ograniczyły się do wtórnego wydzielenia serycytu i chlorytu w gnejsach (Ahrens — 1), względnie do fylityzacji łupków. Nie mniej jednak ślady struktur dawniejszych, z czasu wcześniejszej orogenezy, zatarły się gruntownie i wyjątkowo tylko mogą być wyśledzone bez stosowania specjalnych metod optycznej analizy teksturalnej.

Ilościowy udział granitognejsów w obramowaniu Karkonoszy jest bardzo rozmaity. W południowej części tego obramowania, tzn. w czołowych partiach płaszczowiny sudeckiej, ustępują one znacznie przeważającym masom łupków i wapieni osadowego pochodzenia. Wschodnie części obramowania (pasmo kamieniogórskie) zawierają ich więcej, jednakowoż łupki mikowe, a zwłaszcza amfibolity, i tutaj górują wyraźnie. Wschodnia strefa gnejsowa tej części obramowania przedstawia swoisty typ gnejsów hornblendowych, powstałych przypuszczalnie na skutek migmatycznego wchłonięcia przez intrudującą magmę granitową materiału amfibolitowego. Skład gnejsów może wówczas zbliżyć się znacznie do składu diorytów. Natomiast północna część obramowania, tworząca pogórze izerskie, wykazuje olbrzymią przewagę granitognejsów nad wszelkimi skałami suprakrustalnymi. Łupki mikowe są tu ograniczone do trzech wąskich pasów o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym, przy czym pakiety łupkowe nie dochodzą do 1000 m grubości. Amfibolity występują tu raczej sporadycznie i w drobnych tylko wtrąceniach. Wapienie krystaliczne i produkty ich przeobrażenia stanowią tu wielką rzadkość. Dlatego też granitognejsy osłony Karkonoszy nazywane są powszechnie gnejsami izerskimi, na tym bowiem obszarze są one najbardziej zróżnicowane pod względem petrograficznym i najlepiej zostały zbadane przez uczonych niemieckich.

Dyslokacyjna deformacja granitognejsów izerskich nie jest równie wyraźna na całym ich obszarze występowania. Zdarzają się tu liczne partie, przeważnie o kształtach większych lub mniejszych soczew, które lokalnie zostały oszczędzone przez deformujące ruchy kaledońskie i które skutkiem tego ostały się w pierwotnej postaci zupełnie prawie masywnych granitów. Szczególnie rozległym jest ich występowanie na

wschodnim krańcu pogórza izerskiego, tj. na NW od Jeleniej Góry, gdzie w skalistym i malowniczym przełomie Bobra można je podziwiać w całej okazałości. Na zachodnim odcinku obszaru, tzn. na W od Kwisy aż poza Nisę na teren Górnych Łużyc, oraz w północnozachodnim obramowaniu masywu granitowego izersko-karkonoskiego, granitognejsy izerskie również ustępują miejsca słabo lub zupełnie nie zdeformowanym granitom. W obrębie naszych granic możemy je studiować w typowej postaci w okolicy Wigancic Żytawskich (pow. Zgorzelec). Granity te graniczą od północnego zachodu z łużyckim masywem granitowym, będąc na starszych mapach wprost do niego zaliczane. Nie ulega jednak wątpliwości, że są one starsze od tegó masywu i muszą być traktowane oddzielnie. W saskiej literaturze wyróżnia się je pod nazwą granitu rumburskiego od miasta Rumburg po saskiej stronie górnych Łużyc. Badania petrograficzne potwierdziły zupełne jego podobieństwo do niezdeformowanych skał pogórza izerskiego, wobec czego można używać tej nazwy dla wszystkich masywnych, nie zgnejsowanych granitów tego obszaru (Ebert, 13).

Granity rumburgskie są przeważnie grubokrystaliczne, jasnoszare, z charakterystycznym niejednostajnym rozmieszczeniem biotytu w postaci czarnych, po części schlorytyzowanych grupek i plamek. Wśród skaleni przeważa skaleń potasowy (zazwyczaj kratkowo zbliźniaczony mikroklin mikropertytowy), odznaczający się popielatą barwą i szklistym połyskiem, podczas gdy kwaśny oligoklaz z przejściami do albitu jest zwykle żółtawo zmętniały. Kwarc wykazuje przeważnie odcień niebieskawo-szary. Muskowit pierwotny występuje z reguły w skąpych ilościach, pospolicie natomiast wykształca się na drodze wtórnej. Częstymi i charakterystycznymi składnikami akcesorycznymi są turmalin oraz przeistoczony w agregaty pinitowe kordieryt. Pod względem struktury wyróżnić można dwie odmiany: a) Porfirowata, z dużymi kryształami mikroklinu do 8 cm średn. pogrążonymi w drobniej ziarnistej masie granitowej; w najbardziej typowej postaci spotykał je autor w okolicach Wigancic i Strzegomic (pow. Zgorzelec), b) Równoziarnista, o zmiennej grubości, zazwyczaj zresztą dość niejednostajna. Nierzadkie są ubogie w biotyt i drobnoziarniste żyły lub niewyraźnie ograniczone smugi i gniazda aplitowe, przechodzące w razie pojawiania się pojedynczych większych skaleni w jasne odmiany porfirowe. Z okolic Zawidowa podaje Berg występowanie granodiorytu o odmiennym, mniej kwaśnym i bardziej plagioklazowym składzie, o którym wątpić można, czy należy do wspólnego z granitem rumburgskim kompleksu magmowego i czy jest z nim równowiekowy.

Dla przykładu zbadano mikroskopowo próbkę nierówno ziarnistego, nieco porfirowatego granitu rumburgskiego z Chmielenia (pow. Lwówek), tworzącego tu większą soczewę o rozciągłości WNW—ESE wśród zwyczajnych granitognejsów izerskich. Stwierdzono bardzo silną kataklazę skały odbijającą się głównie na skaleniach, które tkwią w obfitej miazdze przetkanej serycytem; natomiast obfity kwarc, choć silnie zdeformowany, falisto, smużysto lub

mozajkowo wygaszający światło, nie jest skruszony na miazgę. Biotyt, po części przerosły wtórnym muskowitem uległ lokalnej chlorytyzacji. Wśród skaleni przeważa mikroklin, wyraźnie choć delikatnie kratkowany i przetkany bardzo obfitymi i gęstymi przerostami pertytowymi. Plagioklaz zbliża się składem do albitu (9% anort.) i tworzy bądź to większe silnie zserycytyzowane ziarna, bądź też drobne stosunkowo czyste osobniki krystaliczne; jego żyłkowe przerosty w mikroklinie są często tak grube i niekształtne i tak obfite, że wypierają nieraz przeważającą część skalenia potasowego i trudno je wówczas poczytywać za właściwy pertyt; nasuwa się raczej przypuszczenie, że zachodzi tu wtórna hydrotermalna albityzacja mikroklinu, tym bardziej jeśli nierówne i krótko-prążkowe zbliźniaczenie zbliża się do wyglądu tzw. albitu szachownicowego. Miejscami widzi się nadto, jak pochodzący ze skaleni serycyt zrekrystalizował wtórnie w grubsze agregaty łuseczkowe.

W północno-zachodnim obrzeżeniu granitu rumburgskiego na Górnych Łużycach występuje skała plutoniczna wybitnie różniąca się odeń ciemniejszą barwą, większą obfitością plagioklazu i biotytu oraz drobniejszym na ogół ziarnem. Od miasteczka Zawidów w powiecie lubańskim, leżącego na samej granicy czecho-słowackiej, nazwano ją granodiorytem zawidowskim. Na zachód od tego miasteczka występuje ona w kilku miejscowościach powiatu zgorzeleckiego, jak Niedów, Rączyn, Bratków, Krzewina, przeważnie w drobnych nieczynnych kamieniołomach, dalej zaś przechodzi na drugi brzeg Nysy Łużyckiej na teren Saksonii. Na saskich mapach geologicznych była ona stale zaliczana do «łużyckiego masywu granitowego», to też i na mapce załączonej do niniejszego artykułu nie została ona zeń wyodrębniona. Jednakowoż najnowsze prace Eberta (13 i 13a) podkreślają jej odrębność od właściwego granitu łużyckiego, bliski natomiast związek czasowy i tektoniczny z granitem rumburgskim.

Granodioryt zawidowski bowiem, na równi z tym ostatnim, zdradza wyraźne objawy post-krystalicznej deformacji i kataklazy związanej z kaledońskimi ruchami w Sudetach Zachodnich. Często bywa on skutkiem tego nieco gnejsowaty, miejscami zaś, jak np. w Niedowie, wykazuje początkowe objawy mylonityzacji i liczne płaszczyzny wewnętrznych poślizgów zaznaczone czarniawymi łupkowymi plastrami roztartych łyszczyków. Wzajemny stosunek granitu rumburgskiego i granodiorytu zawidowskiego nie jest jasny. Ebert przypuszcza, że pierwszy z nich jest młodszy, ponieważ zdaje się wysyłać swe aplitowe żyły w obręb drugiego. Niepodobna jednak rozstrzygnąć już obecnie czy są to tylko dwa różniące się składem napływy jednego i tego samego źródła magmowego, czy też dwie oddzielne i genetycznie niezależne od siebie intruzje. W każdym razie granodioryt zawidowski jest przypuszczalnie również wieku algonckiego, starszy przeto niż niezdeformowany właściwy granit łużycki okolic Zgorzelca.

Autor zbadał mikroskopowo kilka próbek granodiorytu zawidowskiego z okolic Starego Zawidowa, pochodzących ze starych łomów

w stromym północnym brzegu rzeczki stanowiącej w tym miejscu granicę polsko-czechosłowacką. Przedstawiają one ciemno-szarą skałę o średnim ziarnie ze słabą gnejsowatą kierunkowością. Przeważającym w niej minerałem okazuje się plagioklaz gęsto zmętniały od serycytu, miejscami także od zoizytu lub słabo żelazistego epidotu; rąbki jego stosunkowo czyste mają skład albitu, główna jednak masa, nie dająca się skutkiem zmętnienia dokładnie oznaczyć, należy przypuszczalnie do oligoklazu. Mniej obfity jest skaleń potasowy gęsto mikropertytowo przerosły cienkimi włókienkami albitu; najczęściej ma on jednoskośny wygląd ortoklazu, nierzadko jednak ujawnia on lokalne i niejednolite wtórne zbliźniaczenia mikroklinowe. W wielu jego ziarnach zaznacza się wtórna metasomatyczna albityzacja w postaci plamek i żyłek albitu szachownicowego, wypierającego niemal całkowicie skaleń pierwotny. Ziarna kwarcu zdradzają silne odkształcenia, objawiając plamiste i smużyste wygaszanie, pęknięcia wypełnione kataklastyczną miazgą lub rozbicie na drobną mozajkę zmieszaną nieraz z wtórnym albitem. Jedynym barwnym minerałem jest cynamonowo-brunatny biotyt, z typową nieraz siatką igiełek sagenitowych, z wrostkami cyrkonu, apatytu i zleukoksenizowanych przeważnie tlenków żelaza. Pierwotne jego płytki bywają grube i często automorficznie heksagonalne, choć nieraz pogięte przez odkształcenia; w znacznej jednak części są one rozgniecione na drobno-łuseczkowe agregaty i przeważnie wyciśnięte w kierunkowe wstęgi, faliście przewijające się w skale. Agregaty takie mają z reguły zmienione zabarwienie o odcieniu oliwkowym i zdradzają wtórne wydzielenia leukoksenu, czasem także i epidotu. W niektórych miejscach biotyt bywa w znacznej części przeobrażony w słabo dwójłomny pennin, niekiedy również w muskowit. W ogólności kataklastyczne deformacje skały bywają nieraz bardzo wyraźne i miejscami połączone z wywalcowaniem, przy czym wtórne procesy albityzacji, serycytyzacji i chlorytyzacji umożliwiają częściowe zabliźnienia uszkodzeń minerałów pierwotnych.

Przeważającą część pogórza izerskiego budują, jak już wspomniano, granity równorzędne składem i pochodzeniem granitom rumburgskim, lecz mniej lub więcej silnie zgnejsowane czyli kierunkowo zdeformowane. Najbardziej charakterystyczną postać tej deformacji przedstawiają tzw. gnejsy oczkowe. Na skutek kataklazy, miażdżenia, prasowania i wygniatania z dawniejszych dużych skaleni granitu pozostały tylko niektóre, poobkruszane i zniekształcone, w postaci grubych soczewek lub okrągławych ziarn widoczne jako oczka na poprzecznym do kierunku prasowania przekroju skały; natomiast większość masy skaleniowo-kwarcowej, rozdrobniona i zmieszana z wywalcowanymi w cienkie plastry grupkami łyszczyków, otula je i owija dookoła. Przy dalej posuniętej deformacji oczka zanikają, przekształcają się w płaskie soczewki i następnie w prawie równe już warstwy skaleniowo-kwarcowe, naprzemianległe z ciemnymi słojami łyszczykowymi. Powstają wówczas zwyczajne typy gnejsowe, najbardziej rozpowszechnione w całym krystalicznym obramowaniu Karkonoszy. Podczas tych deformacji mechanicznych skalenie ulegały serycytyzacji,

a w miejsce biotytu wydzielał się wtórny muskowit i chloryt. Różne te odmiany gnejsów, przejściowo łączące się pomiędzy sobą, odznaczają się przeważnie zabarwieniem szarym, z lekko zielonkawym nieraz odcieniem, miejscami jednak na skutek wtórnych zmian utleniających czerwienieją, a przy wietrzeniu stają się żółtawo i brunatno plamiste.

Jako typowy przykład granitognejsów izerskich poddano mikroskopowym oględzinom skały z nad zapory na Kwisie koło Złotnik. Grubokrystaliczna odmiana gnejsów okazuje oczom nieuzbrojonym białawe skupienia ziarniste skaleni oraz szarego kwarcu powygniatane kierunkowo, lecz dość chaotycznie z zielono-czarnymi plackami łyszczyków. Struktura nie jest typowo oczkowa, choć miejscami mniej lub więcej do takiej zbliżona. W mikroskopie zdradza ona wybitną kataklazę, zgruchotanie, zgranulowanie, a w miejscach lokalnych poślizgów kierunkowe wyprasowanie. Oliwkowo-brunatny biotyt uległ w przeważającej części chlorytyzacji; towarzyszy mu zawsze wtórny muskowit, obfity szczególnie w miejscach poślizgów. Ziarna skaleni silnie pogruchotane, o pogiętych lub uskokowo połamanych prążkowaniach bliźniaczych, poprzecinane szczelinami wypełnionymi wtórnym kwarcem, po brzegach skruszone na miazgę. Przeważa wśród nich mikropertyt o zamazanej przeważnie strukturze mikroklinowej, przejęty w niezwykłej obfitości żyłkowaną siatką albitową. Plagioklaz jeszcze silniej rozdrobniony, w znacznej części zmętniały od serycytu, zbliża się składem do czystego albitu (3% anortytu). Druga mikroskopowo zbadana odmiana z tego samego miejsca jest drobnoziarnista, silnie łupkowata, zielonkawo-szara, z drobnymi oczkami błyszczących skaleni. W poprzecznie wyciętym preparacie mikroskopowym widać nie tylko silne zgruchotanie wszystkich składników na drobny miał, lecz również wyraźne kierunkowe wywalcowanie tego miału w równoległe strefy z rozdrobnionymi łuskami łyszczykowych minerałów; biotytu nie ma tu już ani śladu, przeistoczył się on całkowicie w chloryt, stowarzyszony z obfitym muskowitem. Reliktowe większe ziarna skaleni ocalałe od rozgniecenia należą przeważnie do mikropertytu pozbawionego wyraźnej kratkowej struktury mikroklinowej. Plagioklaz silnie zmętniały, rzadko kiedy oznaczalny, okazuje skład albitowy. Tu i ówdzie wśród miazgi kataklastycznej widać nieforemne ziarna kalcytu dotknięte również deformacją.

W opisach powyższych uderza ważna dla ogółu gnejsów izerskich cecha, podkreślana stale przez niemieckich badaczy, że deformacje kataklastyczne zachowały swój sztywny charakter i nie zostały w wyraźniejszym stopniu zabliźnione przez post-tektoniczną rekrystalizację. Zgnejsowanie granitów dokonało się więc nie tylko po zupełnym już ich skrystalizowaniu i oziębieniu, lecz nawet po ich uprzednim wyniesieniu w całkiem płytkie poziomy skorupy ziemskiej, a zatem w zupełnie innym, późniejszym niż ich intruzja okresie orogenetycznym. Na skutek bardzo silnego wygniatania i wywalcowania mogły granitognejsy osiągnąć tak delikatne wtórne tekstury i tak silną laminację, że stały się podobne do łupków łyszczykowych lub nawet fylitów. Przy takiej serycytowej diaftorezie mylonitycznej odróżnienie ich od

starszych łupków osadowego pochodzenia może natrafić na trudności. W pewnych strefach szczególnie intensywnych dyslokacji w gnejsach izerskich spodziewać się należy produktów ich mylonityzacji w takiej łupkowej postaci.

Intruzje granitognejsów w suprakrustalną serię łupkową musiały wywołać w niej metamorfozę kontaktową. Przykłady jej można widzieć w migmatyzacji amfibolitów i w przeobrażaniu się ich w gnejsy amfibolowe, oraz w przemianach wapieni w skały wapienno-krzemianowe. W izerskiej strefie łupkowej Krobica — Przecznica spotykamy łupki z krystaloblastycznym biotytem, grubo-blaszkowe łupki łyszczykowe z granatami oraz wkładki drobno-oczkowych gnejsów. Jedna z próbek takiego gnejsu z miejscości Gierczyn w powyższej strefie wykazała w mikroskopie nieco odmienne od normalnych gnejsów izerskich cechy. Deformacja ma tu charakter bardziej «miękki», z wyraźniejszymi znamionami rekrystalizacji. Mozajka kwarcowa miejscami gruba, o dość niewyraźnej kierunkowości, widocznie przekrystalizowana. Muskowit bardzo obfity w drobnych, ściśle równolegle ułożonych łuseczkach; natomiast biotyt tworzy często większe blaszki, nieraz poprzecznie ułożone względem kierunku złupkowania co świadczyłoby o jego późniejszym krystaloblastycznym tworzeniu się. Wśród skaleni panuje mikropertytowy mikroklin o typowej, nieraz bardzo regularnej strukturze kratkowej. Nie jest rzeczą wykluczoną, że gnejs ten nie jest czysto magmowego pochodzenia, lecz że wytworzył się przy impregnacji łupkowego osadowego materiału granitowymi eksudatami.

W spągu poszczególnych pakietów łupkowych rozpowszechniona bywa osobliwa odmiana granitowa, zupełnie jasna, prawie pozbawiona łyszczyków, drobnoziarnista (tzw. «gnejs pegmatytowy» niemieckich autorów), którą uważano dotychczas za endokontaktową fację magmy granitognejsów pneumatolitycznie nagromadzoną pod powałą łupków łyszczykowych. Z takimi miejscami bywają gdzieniegdzie związane gniazda kwarcowe obfitujące w turmalin. Wśród łupków mikowych z granatami zaznaczyła się miejscami mineralizacja kruszconośna wydzielająca pirotyn, chalkopiryt, arsenopiryt, sfaleryt, kobaltyn, kasyteryt itd. Krótki szkic takiego złoża kruszcowego zawiera artykuł Jaskólskiego (20). Przeróżne te objawy zwykło się odnosić do kontaktowego oddziaływania granitognejsów izerskich.

Mimo to jest rzeczą zastanawiającą, że łupki mikowe pogórza izerskiego w większości kontaktów z młodszymi od siebie granitognejsami nie wykształciły ani typowych minerałów ani struktur kontaktowych, nie przeobraziły się nigdzie w rogowce (hornfelsy), lecz objawiają z reguły tak niski stopień metamorfozy, często leżący nawet na pograniczu facji fylitowej. Nowsze badania petrograficzne dowiodły jednakże, że tego rodzaju ich wygląd zewnętrzny jest tylko pozorem. Okazało się bowiem, że w istocie są one fylonitami, tj. zmylonityzowanymi rogowcami kontaktowymi, które dopiero wtórnie w czasie ruchów kaledońskich w połączeniu z diaftorezą uzyskały swój wygląd fylitowy.

Wyraźnej natomiast i dobrze zachowanej metamorfozie kontaktowej uległy te łupki dopiero znacznie później w związku z post-kinematyczną intruzją hercyńską granitu Karkonoszy. Na kontakcie z tym granitem przeobraziły się one w wyraźnie krystaliczne rogowce i gnejsy rogowcowe z andaluzytem i kordierytem, na dalszych zaś od kontaktu odległościach w plamiste łupki łyszczykowe. Zjawiska te można doskonale studiować na głównym grzebieniu izerskim nad Szklarską Porębą lub na szczycie Śnieżki. W węglanowych zaś skałach kontaktowe działanie granitu Karkonoszy spowodowało obfitszą mineralizację kruszconośną, znaną oddawna z okolic Miedzianki, Czarnowa i Kowar.

KRYSTALICZNE SKAŁY GÓR BYSTRZYCKICH I ORLICKICH

Formacje te mogą być uważane za południowo-wschodnie przedłużenie krystalicznej okrywy Karkonoszy, wyłaniające się spod młodszych utworów centralnej niecki sudeckiej. Skład ich bowiem i sposób wykształcenia jest w ogólnym zarysie podobny, a sposób rozmieszczenia nasuwa również wyraźne analogie. Tak jak w okrywie Karkonoszy spotykamy i tu granitognejsy powstałe z kierunkowej deformacji granitów, osłonięte lub poprzekładane rozmaitymi łupkami mikowymi. Podobnie jak u południowego podnóża Karkonoszy, tak też na południowo-zachodnim skłonie gór Orlickich (po czeskiej stronie) zalega słabiej zmetamorfizowana formacja fylitowa z obfitymi wtrąceniami zieleńców pochodzenia w znacznej części wulkanicznego (diabazy i tufy bazaltowe) (Petraschek — 26), którą wypada zaliczyć do starszego paleozoiku.

Dlatego też większość geologów niemieckich odnosi całość formacji metamorficznych Gór Bystrzyckich i Orlickich do kaledońskiego cyklu osadowego, a granitognejsy uważa za intruzje granitowe z okresu kaledońskiego fałdowania. Natomiast Kodym i Svoboda (21) i tutaj również dopatrują się wykrytej przez siebie w Karkonoszach kaledońskiej budowy płaszczowinowej: dolną płaszczowinę podsudecką widzą w staro-paleozoicznej formacji fylitowej, a górną płaszczowinę sudecką, nasuniętą ku SE na poprzednią pojmują jako algoncki kompleks łupków mikowych intrudowanych granitognejsami. Przyjmując prawdopodobieństwo tej hipotezy omówimy tylko ostatnio wymieniony kompleks.

Łupki mikowe omawianego obszaru są przeważnie dość ciemno ubarwione, szare, zawierając z reguły obok muskowitu dużo biotytu. Częstokroć są one słabo łupkowate, spoiste, nieraz o piaskowcowym lub szarowakowym przełamie poprzecznym. Zdarzają się w nich wkładki kwarcytowe jaśniej ubarwione lub kwarcowe żyłki, miejscami w soczewki wyprasowane. W niektórych odsłonkach spotyka się również liczne czarne wkładki wzbogacone w grafit (np. w okol. Kudowy). Rozpowszechnione są partie łupków z wtórnymi skaleniami, stanowiące przejścia do paragnejsów; stanowią one prawdopodobnie produkty

kontaktowego oddziaływania późniejszych intruzji granitowych. Zielonkawy odcień niektórych łupków pochodzi od chlorytu. Granat jest na ogół rzadki i liczniej nagromadza się tylko wyjątkowo. Turmalin notowany jest jako składnik akcesoryczny.

W niektórych strefach łupkowych, zwłaszcza w pasie Zieleniec—Graniczna (koło Dusznik), albo w okolicy Różanki k. Międzylesia, rozpowszechnione są luźne soczewy wapieni krystalicznych (marmurów). Pod względem petrograficznym przedstawiają one ogromne urozmaicenie: gruboziarniste lub drobnokrystaliczne do zbitych, szare, siwe, kremowo-białe, różowo-czerwone z białymi żyłkami, częstokroć z drobno rozproszonym łyszczykiem albo warstwowo poprzekładane łyszczykowo-łupkowym szarym materiałem. Koło Różanki zauważono amfibolitową wkładkę w sąsiedztwie wapieni upstrzoną drobnymi wtórnymi skaleniami. Na ogół jednak wypada podkreślić, że amfibolitowe wtrącenia w omawianym kompleksie łupkowym zdają się należeć do rzadkości.

Granitognejsy Gór Bystrzyckich i Orlickich powstały niewątpliwie z dynamicznie zdeformowanych lub wywalcowanych granitów w czasie intensywnych fałdowań kaledońskich. Intrudowały one zgodnie w osadowe formacje łupków mikowych i oddziaływały na nie kontaktowo (feldszpatyzacja łupków, zmniejszanie się ziarna gnejsów przy kontakcie, wchłanianie płatów łupkowych, odszczepianie jasnych aplitowych produktów dyferencjacji brzeżnej itp.). Podobnie jak o gnejsach izerskich można i o nich powiedzieć, iż gnejsowaniu względnie nawet mylonityzacji uległy one wraz z łupkami w stanie zupełnie już zestalonym, tzn. o wiele później od swej intruzji i bez jakiegokolwiek z nią związku. Stąd wniosek, iż intruzja ich dokonała się najprawdopodobniej w toku algonckiego cyklu górotwórczego.

Pod względem strukturalnym wykazują one zawsze silne deformacje tektoniczne, a masywne odmiany ziarniste pierwotnego granitu, analogiczne do granitu rumburgskiego, nie były tu spotykane. Od typowych gnejsów oczkowych o wielkich parocentymetrowych skaleniach, poprzez odmiany drobno-oczkowe, soczewkowate, równo-warstewkowe jednostajnie wywalcowane, spotykamy tu wszelkie przejścia aż do gnejsów drobno-łupkowych i mylonitycznych, które upodabniają się już do łupków mikowych i do powstałych z feldszpatyzacji tychże paragnejsów. Pospolicie zaznacza się przy tym jednokierunkowe wyciągnięcie składników, tzn. łodygowate lub pręcikowe wydłużenie agregatów mineralnych.

Granitognejsy Gór Bystrzyckich i Orlickich, w przeciwieństwie do granitognejsów izerskich, odznaczają się najczęściej zabarwieniem czerwonawym lub różowym, co wielu autorów podkreśla jako cechę charakterystyczną dla tego obszaru. Jakiekolwiek sugestie analogii geologicznej z odległymi gnejsami czerwonymi innych obszarów w otoczeniu Moldanubikum (np. gór Kruszcowych), nie znajdują jednak należytego naukowego uzasadnienia. Zabarwienie czerwonawe granitognejsów bystrzyckich wynika z jednej strony z zaczerwienienia samych skaleni, z drugiej zaś strony z wydzielenia drobnołuseczkowatego he-

matytu w plastrach łyszczykowych, przypuszczalnie na skutek rozkładu biotytu; w związku z tym zapewne niektóre gnejsy czerwone tracą biotyt i przechodzą w odmiany niemal wyłącznie muskowitowe. Przeobrażenia te dokonały się wtórnie w następstwie metamorfozy dyslokacyjnej granitów, albo też jeszcze znacznie później. Należy zresztą podkreślić, że zaczerwienienie granitognejsów nie jest w Górach Bystrzyckich regułą powszechną. Miejscami bowiem bywają one szare, biotytowe, ubogie w muskowit, o skaleniach brudno-białawych, a tylko oczka jednorodnych dużych skaleni bywają wyraźnie zaczerwienione, albo nawet i one nie ulegają zabarwieniu; takie odmiany spotykano np. w bardzo okazałej postaci w okolicach Spalonej, Dusznik itp.

Rozpowszechnione są również lokalne odmiany aplitowe, prawie pozbawione łyszczyków, nie wykazujące wyraźnej gnejsowatej łupkowatości, różowe, drobnoziarniste lub prawie afanitowe, upodabniające się niemal do porfirów felzytowych; można je sobie wyobrażać jako skrajnie leukokratyczne produkty dyferencjacji intrudującej magmy granitowej. Nie można natomiast mieć pewności, czy drobne pegmatytowe injekcje i infiltracje o różowych skaleniach, spotykane gdzieniegdzie wśród łupków mikowych, należałoby wiązać genetycznie również z tą samą magmą. Mogłyby to bowiem być również apofizy młodszego (karbońskiego) granitu kudowskiego, który nie tylko w okolicach Kudowy przepoił niektóre partie łupków mikowych niezliczonymi skomplikowanymi żyłkami, lecz również na dłuższym odcinku Gór Orlickich zaznaczył swoje działanie.

KRYSTALICZNE FORMACJE GRUPY GÓRSKIEJ ŚNIEŻNIKA I PASMA JESIONIKÓW

Ta część górotworu sudeckiego ogranicza kotlinę kłodzką od południowego wschodu i oddzielona jest od Gór Orlickich i Bystrzyckich rowem tektonicznym Nisy, wypełnionym utworami kredowymi. I w niej również spotykamy bogatą formację łupków mikowych z wtrąceniami krystalicznych wapieni, jako też pasma granitognejsów o charakterystycznej budowie oczkowej lub soczewkowej. Analogie te nasuwają przypuszczenie, że mamy tu do czynienia z kompleksami pod względem genezy i wieku geologicznego równorzędnymi z obramowaniem Karkonoszy oraz z Górami Orlickimi i Bystrzyckimi.

Z drugiej jednak strony ujawniają się tutaj pewne komplikacje wynikające z odmiennej pozycji w strukturze lugijskich Sudetów. Wyłaniają się tu bowiem w wielu miejscach jeszcze starsze formacje metamorficzne, które pod względem wieku przyrównać by można do gnejsowego kompleksu Sowich Gór. Ponadto skrajne położenie przy wschodniej granicy moldanubikum, w pobliżu strefy jego nasunięcia na zespół morawsko-śląski (nasunięcie ramzowskie), wpływa na zmianę kierunku fałdowań z północno-zachodniego na północny, a nawet północno-wschodni, właściwy już Sudetom Wschodnim; dlatego też niektórzy badacze, opierając się na tej orograficznej właściwości, zaliczają grupę Śnieżnika i Jesioniki do wschodnio-sudeckiego odcinka. Pod wpływem

szczególnie intensywnych ruchów dyslokacyjnych w strefie tego nasunięcia kompleksy krystaliczne wszelkiego wieku doznały miejscami bardzo silnej kataklazy i wywalcowania, przechodząc w prawdziwe mylonity; często zatraciły one przy tym niemal zupełnie swe pierwotne cechy rozpoznawcze, gdyż diaftoreza zatarła nieraz różnice pomiędzy gnejsami a łupkami mikowymi, narzucając im cechy facji fylitowej, co kartującemu geologowi przy jego pracy polowej przysparza wiele trudności. W końcu owe strefy dyslokacyjne stały się w karbonie widownią różnych intruzji magmowych, jak tonality hornblendowe górnego biegu Białej Lądeckiej, granity jawornickie nad wioską Ustronie oraz tzw. «syenity złotostockie», które dokonały w nich wielorakich przeobrażeń kontaktowych.

Krystaliczne formacje Śnieżnika i Jesioników podzielić można na dwa różne pod względem wieku kompleksy, wyraźnie oddzielone od siebie tektoniczną niezgodnością:

A) Kompleks starszy, być może archaiczny, złożony z łupków i gnejsów osadowego pochodzenia, ogarniętych inwazją magmy granitowej i gruntownie przez nią zmigmatyzowanych lub roztworzonych. Metamorfoza, injekcja i migmatyzacja dokonały się w czasie jakiejś staro-prekambryjskiej, być może archaicznej orogenezy i to przypuszczalnie w dwu odrębnych fazach. Wiek kompleksu prawdopodobnie zgodny z wiekiem paragnejsów i migmatytów Sowich Gór.

B) Kompleks młodszy, najprawdopodobniej algoncki, zbudowany z parałupków kwarcytowych, mikowych z wkładkami amfibolitów i łupków amfibolowych oraz z soczewami wapieni krystalicznych. Intruzyjnym składnikiem tego kompleksu są tu granitognejsy typu Śnieżnika, które wtargnęły przede wszystkim wzdłuż tektonicznych odkłuć obu kompleksów podczas ich fałdowania się albo wzdłuż dyslokacji w kompleksie starszym w toku orogenezy algonckiej.

A) Kompleks starszy

1. Szeria młynowska (porównaj Fischer (17)). Jest to najstarsa na tym obszarze formacja osadowa, pierwotnie jak się zdaje ilasto-piaszczysta, pozbawiona wkładek wapiennych, dziś przeistoczona w szare drobnoziarniste łupki biotytowe, częstokroć z podrzędnym muskowitem i granatem. Ogarnięte inwazją granitowej magmy opisanego niżej gnejsu gierałtowskiego, zmigmatyzowane przezeń, rozluźnione na pakiety i w znacznej części pochłonięte, stały się one najczęściej widownią wtórnej krystalizacji skaleni, przechodząc w twarde i zwięzłe paragnejsy biotytowe, przypominające zewnętrznym wyglądem drobnoziarniste ciemno szare paragnejsy Gór Sowich. Największy zwarty obszar ich występowania rozciąga się pomiędzy potokami Morawka i Biała Lądecka, na stokach gór Suszycy (1055 m), Czarnej Góry (1062 m) i Łyśca (963 m), tzn. w okolicach Bolesławca i Młynowa drobne oderwane ich płaty

spotyka się nadto w wielu miejscach w obrębie gnejsu gierałtowskiego. Injekcyjny kontakt tego gnejsu z łupkami młynowskimi stwierdzono w r. 1947 przy górskiej szosie z Bieli do Nowej Morawy na zachodnich stokach góry Orlik, 1068 m).

Próbki drobnoziarnistego ciemno-szarego paragnejsu z tego punktu poddano badaniom mikroskopowym. Jest to granoblastyczna skała o dość wyrównanym drobnym ziarnie, pozbawiona post-krystalicznych deformacji, z cynamonowo-brunatnym biotytem w drobnych, w przybliżeniu równolegle ułożonych łuseczkach. Ziarenka kwarcu wykazują umiarkowane odkształcenia dynamiczne z falistym i plamistym wygaszaniem. Wśród skaleni zdaje się przeważać zasadowy oligoklaz (28% anortytu), ksenoblastyczny, miejscami czysty, miejscami dość gęsto przyprószony serycytem. Skaleń potasowy, dość obfity, posiada wygląd ortoklazu, pozbawiony jest bowiem kratkowego zbliźniaczenia i wrostków pertytowych, jakkolwiek tu i ówdzie zdradza plamiste, niespokojne wygaszanie światła i jak gdyby niewyraźne ślady wtórnej struktury mikroklinowej. Obok drobnych ziarenek tworzy on większe ksenoblasty obrastające drobniutkie ziarenka kwarcu i oligoklazu; oprócz tego tworzy on w oligoklazie malutkie wrostki antypertytowe lub większe okienka, wyglądające na efekty metasomatycznego podstawiania. Dużo jest również myrmekitu, bądź w grubych, bądź też w bardzo delikatnych strukturach. W sumie skała wykazuje wyraźną rekrystalizację para- i post-kinematyczną i zdaje się być produktem metasomatycznej infiltracji granityzacyjnej związanej z dopływem potasu. Spośród minerałów akcesorycznych zauważono jedynie apatyt i cyrkon. Podobieństwo do paragnejsów sowiogórskich dość znaczne, z tym jednakże, że brak tu zupełnie sylimanitu i granatu i że napływ skalenia potasowego jest tu o wiele pokaźniejszy.

Zbliżoną nieco skałę gnejsową odnaleziono w Białej Wodzie, przy szosie z Bystrzycy do Stronia, w miejscu gdzie na mapce Fischera (17) znaczone są tylko młodsze gnejsy typu Śnieżnika. Nie ulega jednak wątpliwości, że skała ta zaliczona być winna do starszego kompleksu krystalicznego i że najsłuszniej będzie uważać ją za zgranityzowany łupek biotytowy serii młynowskiej. Być może występuje ona w bezpośrednim północnym przedłużeniu odkrytego przez Bederkego (7) w okolicy Międzygórza pasa starszego kompleksu krystalicznego wtrąconego pomiędzy granitognejsy Śnieżnika. Jest to szary drobnoziarnisty gnejs o skomplikowanej, w znacznej części diablastycznej strukturze z wyraźnie post-tektoniczną rekrystalizacją. Skalenie przedstawiają silnie przemieszaną i przereagowaną masę z bardzo obfitym delikatnym myrmekitem, wszędzie nawzajem w sobie tworzące wrostki, a ponadto gęsto poprzetykane drobniutkimi ziarenkami kwarcu na sposób miejscami przypominający sitowe struktury kontaktowych hornfelsów. Poza tym kwarc występuje także w większych mozajkowatych skupieniach o niewyraźnej deformacji. Plagioklaz jest silnie zserycytyzowany, mikroskopowo nieoznaczalny. Skaleń potasowy stosunkowo czysty, pozbawiony pertytowych przerostów, po-

siada wygląd ortoklazu z lokalną plamistością właściwą wtórnym mikroklinom. Obfity biotyt cynamonowo-brunatny tworzy drobne strzępiaste blaszki wyraźnie kierunkowo choć niezbyt konsekwentnie rozmieszczone. Spośród minerałów akcesorycznych zauważono sporo cyrkonu tworzącego silne pola pleochroiczne w biotycie, wiele apatytu i tytanitu w malutkich krupkach, rozstrzępione i porozrywane relikty granatu, a w końcu jakieś pręcikowe mikrolity silnie dwójłomne poniekąd epidot przypominające.

2. Granulity. Na północ od rzeki Białej Lądeckiej pomiędzy Starym i Nowym Gierałtowem rozciąga się w kierunku NNE 2—3 km szeroki pas aplitowych, białawych lub blado-różowawych, drobnoziarnistych gnejsów, które ze względu na swój skład winny być zaliczone do granulitów. Składają się one z kwarcu, mikropertytowego ortoklazu, kwaśnego oligoklazud i drobniutkich okrągławych ziarenek granatu. Pobocznie uczestniczy w nich biotyt, wedle wszelkiego prawdopodobieństwa diaftorycznie wtórny po granacie, akcesorycznie zaś dysten, rutyl, tytanit i apatyt. Mikroskopowym oględzinom poddano próbkę granulitu ze Starego Gierałtowa. Drobno-ziarnista, mozajkowato-ksenoblastyczna struktura tej próbki zdradza wyraźną kierunkowość, głównie dzięki zagęszczeniu malutkich idioblastów granatu w równolegle pasemka. Kwarc wykazuje tylko słabo faliste wygaszanie światła. Ortoklaz, najczęściej gęsto i delikatnie pertytowo poprzerastany włókienkami albitowymi, skłonny jest do tworzenia znacznie większych ksenoblastów niż albit-oligoklaz o zawartości 12—13% anortytu. Tu i ówdzie pojawiające się drobne łuseczki kasztanowo-brunatnego biotytu robią wrażenie utworów wtórnych. Pospolity bywa akcesoryczny tytanit, miejscami obrastający z zewnątrz rdzawe jądra rutylu. Rzadkie relikty dystenu oskorupione są zwykle granatem.

3. Eklogity i amfibolity. Wśród granulitów oraz opisanych poniżej gnejsów gierałtowskich zdarzają się miejscami niewielkie wkładki zielonkawo-szarych lub czarniawych skał krystalicznych, które stanowią przypuszczalnie zmetamorfizowane wtrącenia zasadowych magmowców (diabazy, bazalty itp.). Niektóre z nich zdradzają wyraźnie przynależność do facji eklogitowej, odznaczając się niezwykłą obfitością granatu. Nie są to jednak prawdziwe eklogity, gdyż sądząc na podstawie zbadanej w mikroskopie próbki ze Starego Gierałtowa, podjętej z miejsca zaznaczonego na nowej mapie geologicznej arkusza Lądek 1:25.000 sygnaturą eklogitu, zawierają one zbyt wiele jasnych minerałów, takich samych jak w granulicie. Próbka ta wygląda zatem albo na melanokratyczną szlirę w granulicie, albo na drobną wkładkę eklogitową, która uległa przetrawieniu i rozcieńczeniu przez kwaśną magmę granulitową. Bardzo dużo tu widać kwarcu, mikropertytowego ortoklazu i silnie sodowego oligoklazu (13% anort.). Bardzo obfitym składnikiem staje się tutaj granat, w ziarnach o wiele grubszych niż w granulicie. Dużo jest również gęstych, włóknistych lub igiełkowych agregatów, które w czyściejszych, grubiej skrystalizowanych partiach (zwykle zewnętrznych) przyjmują zieloną barwę z wyraźnym pleo-

chroizmem i pozwalają się zidentyfikować jako zwykła hornblenda; niepodobna jednak stwierdzić czy cała ich szara i nie pleochroiczna masa posiada również naturę amfibolową. Wtórny charakter tych agregatów nie ulega żadnej wątpliwości, powstanie zaś ich w miejsce piroksenów można uważać za bardzo prawdopodobne, chociaż wobec braku pierwotnych reliktów i niekształtności ziarn pewności pod tym względem zdobyć się nie udało. Jeżeli istotnie były to pierwotnie pirokseny, w takim razie przynależność skały do facji eklogitowej jest bezsporna, mimo że skład jej pod względem ilościowym odbiega znacznie od składu eklogitów w ścisłym petrograficznym znaczeniu tego terminu. Przeobrażenie piroksenów w amfibole byłoby wobec tego objawem diaftorezy związanej z jakąś późniejszą fazą orogeniczną.

Przeważna jednak część ciemnych krystalicznych wtrąceń w starszym kompleksie wykształcona jest w facji amfibolitowej. Amfibolity te dość rozpowszechnione, chociaż zawsze bardzo drobne, miewają struktury bardzo urozmaicone, grubokrystaliczne, drobno-ziarniste lub porfiroblastyczne i tylko na podstawie specjalnych studiów będzie można ocenić, czy niektóre z nich miały wcześniejszą epokę eklogitowego wykształcenia, czy też były zawsze bezpośrednim produktem przeobrażenia zasadowych magmowców.

4. Gnejsy gierałtowskie. Są to skały z reguły drobnoziarniste i słabo złupkowane, biotytowe lub dwumikowe, o barwie popielatej, szarej lub różowawej. Czerwonawa barwa skaleni nie jest w nich ani tak częsta, ani tak charakterystyczna, aby usprawiedliwić stosowanie dla tych skał przez niektórych niemieckich autorów nazwy «gnejsów czerwonych» i sugerować jakiekolwiek analogie z gnejsami innych obszarów. Drobniutkie łuski biotytu bywają równolegle smużysto rozmieszczone, podkreślając kierunkową teksturę skały, normalnie jednak bez wyraźnego uwarstwienia. Smużyste zagęszczenia biotytu ujawniają nieraz lokalnie subtelne pofałdkowanie właściwe migmatytom, dalej jednak rozpływają się zazwyczaj w niejednorodną mieszaną strukturę. Nierzadkie są nawet miejsca o zupełnie niemal masywnej teksturze i o granitowym wyglądzie. W ogólności można uważać gnejsy gierałtowskie za skały migmatyczne, powstałe przy inwazji magmy granitowej w osadową serię młynowską i rozpłyniętym jej materiałem mniej lub więcej zanieczyszczone. Parę próbek tych gnejsów, zarówno w czystych jak i silnie migmatycznych odmianach poddano przeglądowi mikroskopowemu.

Leukokratyczny gnejs z Nowego Gierałtowa, jasnoszary, pozbawiony migmatycznych zanieczyszczeń, drobnoziarnisty, słabo łupkowaty. Struktura granoblastyczna bez śladów post-krystalicznej deformacji, ze słabymi tylko oznakami fluidalnie kierunkowego ułożenia biotytu. Wszystkie składniki ksenoblastyczne, zawile ze sobą zazębione i nawzajem w sobie tworzące wrostki. Odkształcenia kwarcu nieznaczne powodują słabo tylko faliste wygaszanie światła. Obfity albit (6—7% anortytu) z ostrymi prążkami zbliźniaczeń albitowych jest prawie zupełnie czysty lub słabo tylko wtórnie zaprószony. Skaleń potasowy zdaje się ustępować poprzedniemu co do ilości i posiada

wygląd ortoklazu pozbawionego pertytowych przerostów, chociaż miejscami plamiste wygaszanie mogłoby wskazywać na skłonność do wtórnego przechodzenia w mikroklin. Jedynym ciemnym minerałem jest skąpy jasnobrunatny biotyt, w postaci niekształtnych krystaloblastycznych płytek o bardzo mocnych polach pleochroicznych dokoła wrostków cyrkonowych. W całkiem podrzędnej ilości towarzyszy mu pierwotny muskowit wykształcony w drobniutkich lecz stosunkowo grubych płytkach, w przeciwieństwie do skąpych lokalnie pojawiających się strzępków wtórnego serycytu. Z rzadka tu i ówdzie widnieje malutkie ziarenko apatytu.

Migmatyczny gnejs gierałtowski z nad Lądka Zdroju, drobnoziarnisty, szary z różowawymi smużkami; biotyt drobnołuseczkowaty dość jednostajnie rozmieszczony, nieznacznie tylko zagęszczony w równoległe pasemka. W mikroskopie zdradza on ciemniejszą barwę (więcej żelaza) i bardzo zmienną orientację łusek. Towarzyszy mu dość obficie tytanit w postaci malutkich niekształtnych paciorków. Plagioklaz osiąga tu skład zasadowego oligoklazu (25—27% anortytu), przy czym jednak spotyka się poszczególne ziarna zbliżone do albitu. Skaleń potasowy nie wykazuje typowej kratkowej budowy, wszelako w niektórych miejscach plamistość w wygaszaniu światła zdradza pod dużym powiększeniem bardzo subtelne ślady prążkowania na krzyż (wtórny mikroklin). Normalnie nie zawiera on pertytowych przerostów, chociaż poszczególne ziarna przedstawiają osobliwą budowę wzajemnego przenikania się potasowego i sodowego skalenia, prawdopodobnie na skutek metasomatycznego wypierania jednego przez drugi. Również myrmekitu jest tu bardzo wiele, i to we wszystkich możliwych odmianach strukturalnych, od grubych do bardzo delikatnych. W ogólności skała przedstawia interesujący obraz silnego post-tektonicznego przereagowania bez śladów młodszych deformacji.

Według opinii niemieckich badaczy (16) metamorfoza gnejsów gierałtowskich dokonała się w paru oddzielnych etapach, związanych przypuszczalnie z paroma odrębnymi okresami górotwórczymi. Dostrzegając w granulitach wtórne wydzielanie się biotytu na koszt granatu przypuszczają oni, że gnejsy gierałtowskie są produktem wtórnego przeobrażenia granulitów (diaftoreza) i dopatrują się stopniowych przejść pomiędzy nimi. Oznaczałoby to, że gnejsom tym w pierwszej fazie ich metamorfozy właściwa była facja granulitowa. (Granulity z wkładkami eklogitów). Przy późniejszym przefałdowaniu dokonała się biotytyzacja granatu i amfibolityzacja piroksenu, dostarczając gnejsów biotytowych z wkładkami amfibolitów (facja amfibolitowa). Następnie pod wpływem późniejszych dyslokacji biotyt przekrystalizował w nowym, poprzecznym do pierwotnego, kierunku ułożenia swych blaszek, a równocześnie zapewne wydzielił się muskowit kosztem skaleni. W końcu, w niektórych strefach szczególnie tektonicznie zaangażowanych, nastąpiło mylonityczne zmiażdżenie i wywalcowanie a w następstwie diaftoryczne przejście w fację łupków mikowych względnie fylonitów. Taki zawiły przebieg wielokrotnej metamorfozy wymaga jeszcze skrupulatnego sprawdzenia, nie wydaje się bowiem

aby mógł on być zastosowany generalnie do całej formacji gnejsów gierałtowskich wraz z ich migmatycznymi odmianami. Relikty granatu musiałyby być w takim razie o wiele bardziej rozpowszechnione na całym obszarze starszego kompleksu. Przypuszczenie, że w obrębie tego kompleksu metamorfoza odbywała się w dwu oddzielnych etapach, starszym — w facji granulitowej i młodszym — w facji amfibolitowej, jest samo przez się bardzo prawdopodobne, z tym jednakże, że intruzja kwaśnej magmy granitowej mogła się dokonać również w dwu odrębnych okresach, dostarczając we wcześniejszym granulitów, w późniejszym zaś właściwych gnejsów gierałtowskich oraz migmatytów w następstwie granityzacji serii młynowskiej.

B) Kompleks młodszy

1. Seria łupków mikowych z kwarcytami, amfibolitami, wapieniami itd. czyli tzw. łupki strońskie. Większość geologów niemieckich uważa je za odpowiednik algonku i kambru Gór Kaczawskich, przypisując soczewkom wapieni krystalicznych znaczenie orientacyjnego horyzontu stratygraficznego: dolną część tej serii, poniżej tych wapieni zalicza się do algonku, górną począwszy od wapieni do kambru. Najnowsze zestawienie stratygraficzne Vangerowa (36) jest wyrazem takich właśnie poglądów:

Kambr	Amfibolity z podrzędnymi porfiroidami (zmetamorfizowane wulkanity), miejscami ze złożami magnetytu, wapieniami i kwarcytami.
	Łupki mikowe (przeważnie bardzo szczupłe).
	Wapienie krystaliczne (marmury) w luźnych soczewach do kilkudziesięciu metrów miąższości, przeważnie jasne, często z cienkimi przerostami łupków mikowych.
Algonk	Łupki mikowe bardzo zmiennej miąższości, miejscami z kwarcytami grafitowymi.
	Amfibolity z podrzędnymi porfiroidami, często bardzo pokaźnej miąższości (zmetamorfizowane wulkanity).
	Łupki mikowe z kwarcytami grafitowymi, małymi soczewkami wapiennymi, z drobnymi wkładkami amfibolitowymi i z cienkimi wtrąceniami jasnych kwarcytów. (Miąższość zmienna).
	Kwarcyty podstawowe (5—15 m grube).

Rozgraniczenie części algonckiej od kambryjskiej w powyższym profilu oparło się na założeniu nader wątpliwym, że grube soczewy wapienne odpowiadają najniższemu kambrowi, tak samo jak to przyjęto w Górach Kaczawskich. Wszelako nawet tam nie mogło to być udowodnione przy pomocy dokumentów paleontologicznych, lecz tylko założone na podstawie domniemanej analogii z kambrem okolic Zgorzelca, odległym i terenowo nie powiązanym. Nawet Bederke (6),

jeden z współtwórców stratygrafii sudeckich Kaledonidów, miał co do tego wątpliwości i wyraził możliwość przynależności marmurów do algonckiej serii. Dlatego też wolno nam przyjąć, że całość serii łupków mikowych grupy górskiej Śnieżnika i Jesioników utworzyła się w toku algonckiego cyklu orogenicznego, tak jak to założyli dla okrywy Karkonoszy Kodym i Svoboda (21).

Ilościowe stosunki różnych składowych petrograficznych powyższego profilu przedstawiają się dość rozmaicie w różnych częściach omawianego obszaru, co dowodzi znacznej zmienności facjalnej serii łupkowej. Np. w pasmie Krowianek, odgałęziającym się od masywu Śnieżnika w kierunku północno-zachodnim, zaznacza się szczególnie pokaźny udział soczew wapiennych, przy zupełnym niemal zaniku zasadowych wulkanitów. Odwrotnie natomiast, w południowych i wschodnich odcinkach obszaru wapienie zanikają, a skały amfibolowe jako zmetamorfizowane wulkanity osiągają ogromne miąższości. Krótką charakterystykę litologiczną głównych składowych serii łupkowej można przedstawić w sposób następujący:

Kwarcyty i łupki kwarcytowe. Pierwsze z nich przedstawiają zbite i twarde skały barwy siwej lub żółtawej, pozbawione zwykle wybitnej łupliwości i występujące w zwartych ławicach. Pospolicie jednak rozsiane są w nich drobne łuseczki muskowitu, które w razie większej obfitości przy równoległym ułożeniu dają początek łupkom kwarcytowym. Miejscami dołącza się również skaleń, na oko przeważnie niedostrzegalny, wobec czego mogą powstawać przejściowe odmiany gnejsów kwarcytowych.

Łupki mikowe, przeważnie ciemno-szare do brunatnawych lub zielonkawych, zawierają najczęściej oba łyszczyki — ciemny i jasny. Granat jest w nich rozpowszechnionym minerałem pobocznym, a w dolnych częściach profilu, zwłaszcza w sąsiedztwie czarnych grafitowych kwarcytów, staje się miejscami bardzo obfity. Spośród podrzędnych składników badacze niemieccy podawali wielokrotnie staurolit, andaluzyt, dysten, cyrkon i apatyt. Obecność grafitu barwi łupki na czarno i dostarcza lokalnych wkładek łupków grafitowo-mikowych. O wiele częstsze są czarne kwarcyty grafitowe, zwykle biało kwarcem użyłkowane; żylne partie z obfitym gruboblaszkowym grafitem znajdował autor na hałdzie zarzuconej kopalni w Lutyni koło Lądka. W pobliżu kontaktów z granitognejsami typu Śnieżnika łupki mikowe wykazują zwykle liczne holoblasty biotytu albo wtórne skalenie wzrosłe wśród metamorfozy kontaktowej i przechodzą wówczas w odmiany o wyglądzie bardziej gnejsowatym.

Amfibolity tej serii są zielonkawo-czarne, afanitowe lub bardzo drobnokrystaliczne, zbite lub pręcikowe, często wybitnie łupkowate i wówczas nazywane bywają łupkami amfibolowymi. Składają się one głównie z igiełek hornblendy i plagioklazu, z pobocznym tytanitem, czasami granatem, pirotynem itp. Częstokroć są one równolegle wstęgowane cienkimi jaśniejszymi żółtawo-zielonkawymi warstewkami, miejscami zaś towarzyszą im jasne łupkowate porfiroidy. Do tego zespołu należy również zaliczyć sporadyczne soczewki serpentynu oraz

skałę aktynolitową z Lutyni koło Lądka. Trudno żywić wątpliwości, iż mamy tu do czynienia ze zmetamorfizowaną formacją wulkaniczną, w której znaczną przewagę miały zasadowe lawy i tufy (bazaltowe), kwaśne natomiast (porfiroidy) były z reguły całkiem podrzędne. Szczególnie obficie występują skały amfibolowe we wschodniej strefie łupkowej, np. w górnym biegu Białej Lądeckiej, zwłaszcza w otoczeniu młodszej intruzji pokładowej tonalitu. Są one tu wybitnie łupkowe, na przemian jasno i ciemno równolegle warstwowane i zdradzają objawy nader intensywnego zaangażowania tektonicznego.

Wapienie krystaliczne. Wielkie soczewy tych wapieni, obfitujące zwłaszcza w pasmie Krowianek, zawierają materiał stosunkowo czysty i były eksploatowane w licznych łomach, dawniej także dla celów dekoracyjnych (marmury ozdobne), później tylko na wypał wapna. Wapień jest tu przeważnie biały, jasnopopielaty, miejscami różowy, drobno lub średniokrystaliczny; zanieczyszczenia materiału łupkowego tworzą w nim popielate, szare lub zielonkawe smużki, pasy i warstwy o pięknych nieraz deseniach. Łupki łyszczykowe, miejscami również amfibolowe, otulające soczewy wapienne z zewnątrz, wkraczają często także i do ich środka w postaci całych metrowych nieraz pakietów lub ciemnych wielokrotnie powtarzających się wkładek, bądź równoległych, bądź też w zawiły sposób pofałdowanych i powytłaczanych; w takich silnie zanieczyszczonych miejscach wapień przyjmuje szczególnie często odcień mocno różowy. W okolicach podrzędnego występowania wapieni, np. koło Lądka i Lutyni, wykazują one przeważnie szarą barwę i tworzą cienkie tylko ławice począwszy od 20 cm miąższości, lokalnie tylko nabrzmiewające do paru metrów.

Szczególne wykształcenie przyjmuje seria łupków mikowych w strefie biegnącej w kierunku SW—NE na północy omawianego obszaru, pomiędzy miejscowościami Skrzynką, Ustroniem i Złotym Stokiem. Tutaj bowiem miały miejsce szczególnie gwałtowne dyslokacje tektoniczne i w związku z tym daleko posunięta mylonityzacja. Wszelkie gnejsy przeszły tu zatem w fację mylonityczną, w której trudno wyróżnić starszą i młodszą ich grupę. Łupki mikowe, kwarcyty itp. zmielone i wywalcowane uległy diaftorezie fylitowej na równi z gnejsami i przyjęły niewyraźne oblicze fylonitów o zatartych cechach rozpoznawczych. Późniejsze intruzje karbońskich granitów jawornickich i sąsiedniego wielkiego masywu «syenitowego dołączyły tu jeszcze swoje wpływy kontaktowe, polegające na impregnacji i metasomatycznej krystalizacji wtórnych skaleni, dopełniając obrazu skomplikowanej i trudnej do rozwikłania polimetamorfozy.

2. Granitognejsy typu Śnieżnika. Są to piękne skały o rozmaitych nader typowych strukturach gnejsowych, pochodzące bezwątpienia z post-krystalicznie zdeformowanych granitów. Miejscami, choć bardzo rzadko, zdarzają się nawet partie skały prawie zupełnie masywnej, gruboziarnistej, z większymi krystalicznymi zespołami białawych skaleni do kilku cm średnicy i z biotytem skupionym w zwarte plamiste grupki, a zatem partie reliktowe niezdeformowanego pier-

wotnego granitu, przypominające na oko granit rumburgski pogórza izerskiego. Normalnie jednak granity takie są wyraźnie sprasowane, z blaszkowymi grupkami łyszczyków spłaszczonymi w równoległe płaty i skutkiem tego wybitnie gnejsowate. Przeważnie skalenie są zmiażdżone i wywalcowane w drobnoziarniste soczewki lub warstewki, poprzekładane cienkimi plastrami łyszczykowymi, a tylko tu i ówdzie niektóre zespoły skaleniowe pozostają nierozgniecione, w postaci oczek mierzących do kilku centymetrów średnicy; tak powstają gnejsy oczkowe szczególnie charakterystyczne i typowe dla omawianej grupy skalnej. Zanik oczek powoduje przejścia do gnejsów soczewkowych i warstewkowych, a coraz silniejsze sprasowanie, wywalcowanie, zmniejszanie się ziarna i coraz cieńsze warstewkowanie prowadzi aż do zupełnego prawie upodobnienia się gnejsów do zfeldszpatyzowanych łupków mikowych.

Barwa normalnych granitognejsów jest z reguły szara, względnie czarno-pstrokata lub paskowana od łyszczykowych plastrów. Z reguły znacznie przeważa biotyt, muskowit zaś podrzędny wydaje się być produktem wtórnym. Miejscami jednak skalenie, bądź tylko w oczkach, bądź też również w wyprasowanych drobnokrystalicznych warstewkach, przyjmują barwę różową, a nawet intensywnie czerwoną; zdaje się to być zjawiskiem wtórnym i uzależnionym raczej od wpływów powierzchniowych, ponieważ w głębszych partiach kamieniołomów nigdy się z nim nie spotykamy. Natomiast aplitowe frakcje granitognejsów, ubogie w biotyt i niemal sam muskowit zawierające, wykazują najczęściej zabarwienie różowe.

Magmowa intruzja granitognejsów na omawianym obszarze dokonywała się w różnych miejscach, przede wszystkim jednak wzdłuż granic pomiędzy starszym gnejsowym i młodszym łupkowym kompleksem. Przemawiałoby to za tym, że wyzyskiwała ona w pierwszym rzędzie tektoniczne odkłucia obu tych kompleksów w czasie ruchów fałdowych. W postaci drobniejszych żył zachodziła ona również w wielu punktach w obrębie samych gnejsów gierałtowskich, przypuszczalnie według szczelin dyslokacyjnych, którymi pocięte one zostały podczas górotwórczego wypiętrzania się. W nielicznych miejscach, w których intruzja dotknęła samej tylko młodszej serii łupkowej, widzimy dziś granitognejsy wyłaniające się spod niej w osiach antyklin. W obliczu różnych objawów kontaktowego oddziaływania tej intruzji na łupki nie podobna wątpić o młodszym jej wieku. Dlatego to geologowie niemieccy, zakładając okres trwania cyklu sedymentacyjnego serii łupkowej od algonku do górnego kambru, wyznaczają czas intruzji granitognejsów na fałdowania kaledońskie. Skoro jednak deformacje związane z kaledońską orogenezą zgnejsowały granitowe intruzje już po zupełnym ich skrystalizowaniu i zastygnięciu, a z drugiej strony cykl sedymentacyjny nie wyszedł poza kambr, wypadałoby odnieść te intruzje do najstarszej, sardyńskiej fazy orogenetycznej cyklu kaledońskiego.

Nie mamy jednak dotąd żadnych wskazówek na to, aby faza sardyńska osiągnęła gdziekolwiek w Środkowej Europie, a w szczególności w Sudetach, tak wielkie natężenie ruchów, aby w związku z nią

mogły dokonać się tak potężne intruzje plutoniczne. O wiele bardziej prawdopodobnym wydaje się przypuszczenie, że całość serii łupkowej przynależy do cyklu algonckiego, zakończonego fałdowaniem i intruzją magmy granitowej, które objęły nie tylko tę serię, lecz również starszy kompleks krystaliczny pochodzący z jakiegoś jeszcze wcześniejszego cyklu orogenetycznego. Fałdowaniom kaledońskim zaś należałoby pozostawić tylko rolę późniejszego czynnika deformacyjnego. Przypuszczenie takie harmonizowałoby całkowicie z poglądami Kodyma i Svobody na temat geologicznej budowy osłony Karkonoszy, co znajduje rzeczowe uzasadnienie w wyraźnych analogiach petrograficznych gnejsów typu Śnieżnika z granitognejsami izerskimi, bystrzyckimi i orlickimi. Możnaby tylko zauważyć, że granitognejsy Śnieżnika niejednokrotnie wykazują wyraźniejsze znamiona podeformacyjnej rekrystalizacji, co świadczyłoby o głębszych poziomach ich przefałdowania. Znamiona te mogą niekiedy nastręczać pewne trudności w odróżnianiu tych granitognejsów od otaczających je miejscami starszych gnejsów gierałtowskich. Parę próbek typowych i wątpliwych skał tej grupy poddano wstępnym badaniom mikroskopowym:

Typowy gnejs oczkowy spod szczytu Śnieżnika (grzbiet odchodzący na północ). Struktura o dość grubym pierwotnym ziarnie z silną kierunkową deformacją i wywalcowaniem łyszczyków, wśród których na ogół przeważa muskowit. Biotyt bardzo żelazisty, oliwkowobrunatny, dla drgań świetlnych || do (001) prawie nieprzeźroczysty; często wydziela się zeń wtórnie czerwony pigment tlenku żelazowego, a miejscami jest on ponadto schlorytyzowany. Kwarc występuje w postaci dużych gniazd wrzecionowato wyciągniętych w kierunku złupkowania i rozpadłych na kierunkową, fantastycznie zazębioną mozajkę o smużystym wygaszaniu poszczególnych elementów. Wśród skaleni widzi się mikroklin o niewyraźnej i tylko w śladach widocznej strukturze kratkowej oraz albit (3—4% anortytu), przy czym oba są stosunkowo czyste, bez poważniejszego przyprószenia serycytem. Mikroklin tworzy często większe ksenoblastyczne osobniki, albit zaś znacznie mniejsze, z wyraźniejszą zato skłonnością do automorfizmu. Na ogół nie przerastają się one wszędzie tak ściśle, jak to się obserwuje w granitach rumburgskich i w gnejsach izerskich (pertyty i albit szachownicowy), lecz tworzą oddzielne osobniki, skutkiem czego albitu wydaje się tu być znacznie więcej. Post-deformacyjna rekrystalizacja zaznaczyła się tu bez porównania silniej niż w gnejsach izerskich: zabliźniła ona kataklastyczne pęknięcia, skupiła serycyt w oddzielne blaszki muskowitowe, zmusiła albit do usamodzielnienia się ze struktur pertytowych. O ile w gnejsach izerskich struktura jest wybitnie kataklastyczna (deformacje w płytkiej strefie), o tyle tutaj struktura jest raczej łupkowo krystaloblastyczna (deformacje w strefie średniej).

Typowy granitognejs drobno-oczkowy ze Stronia (kamieniołom przy szosie do Gierałtowa). Skała ta przedstawia pod mikroskopem klasyczny obraz wygniecenia i wywalcowania: Równoległymi pasami układa się tu na przemian ziarno grubsze i drobniejsze (silniej rozkruszone), oraz długie, dość ciągłe plasterki łyszczyków

miękko owijające się dokoła poszczególnych oczek skaleniowych. Poślizgi strukturalne są tylko po części zabliźnione przez rekrystalizację, która nie zdołała jednak wyrównać kataklastycznego ziarna i nie zatarła pierwotnej mylonityzacji. Mozajka kwarcowa również wywalcowana w cienkie i długie płaty. Albit (ok. 6% anort.) tworzy małe ziarenka silnie zmętniałe od serycytu i z reguły nieoznaczalne. Skaleń potasowy wykazujący miejscami wyraźne kratkowanie mikroklinowe, miejscami zupełnie tegoż pozbawiony, obok drobnych ziarenek tworzy również duże oczka, które jednak okazują się także wewnętrznie pogruchotane w mozajkę przetkaną obficie malutkimi ziarnkami mętnego albitu. W plastrach łyszczykowych uczestniczy jasnobrunatny biotyt, w przeważającej części schlorytyzowany, oraz muskowit.

Gnejs oczkowy z NW stoków góry Dzielec (534 m) nad Lądkiem. Na mapie 1:25.000 znaczony jest w tym miejscu tylko gnejs gierałtowski, jednakowoż punkt ten leży w przedłużeniu cienkiej żyły granitognejsów młodszych wśród gnejsu gierałtowskiego, biegnącej od Lądka Zdroju na NE, wobec czego znalezisko to nie przedstawia niespodzianki. Tekstura jest tutaj wybitnie kierunkowo wywalcowana, na podobieństwo skały poprzednio opisanej: kwarce wyprasowane w mozajkowate płaskie soczewki, łyszczyki wyślizgane w równoległe plastry, naprzemianległe warstwy skaleni drobniej i grubiej zgranulowane. Biotyt liczniej reprezentowany wykazuje barwę rudobrunatną. Plagioklaz silnie zmętniały od serycytu i mocno rozdrobniony jest zupełnie nieoznaczalny. Skaleń potasowy w bardzo nierównych ziarnach, o zmiennym plamistym wygaszaniu z lokalnymi mikroklinowymi partiami, tworzy również duże «oczka», otoczone plastycznie plastrami łyszczyków i drobno zgranulowaną mozajką. Rzecz jednak w typowych granitognejsach oczkowych tutejszego terenu niezwykła, oczka te są pod wpływem tej mozajki wypierane przez delikatny lecz wyraźny myrmekit, co dowodzi podeformacyjnych reakcji krystaloblastycznych i stanowi jakby wstęp do gruntowniejszej rekrystalizacji.

Gnejs wątpliwej przynależności spod ruiny Karpiak koło Lądka. Jest to siwa skała równolegle szaro-smużysta, przedstawiająca dla oka nieuzbrojonego jednostajne bardzo drobne ziarno. Łyszczyki zagęszczone w ciemnoszare smużki są zawsze drobnołuseczkowate i ściśle przemieszane z jasnymi minerałami, nie tworzą zatem samodzielnych, grubo blaszkowych, wywalcowanych wśród poślizgów plastrów, tak jak to jest charakterystyczne dla granitognejsów grupy Śnieżnika. Na mapie 1:25.000 zaznaczono w tym miejscu niegrubą żyłę gnejsu oczkowego wśród drobnoziarnistych gnejsów gierałtowskich.

Tekstura skały okazuje się również w mikroskopie wybitnie kierunkową: Kwarc układa się w płaskie warstwy ciągnące się na długich odcinkach równolegle i składa się z grubej mozajki, której poszczególne elementy zdradzają całkiem słabe tylko odkształcenia. Skaleń potasowy również skupia się pasami w równą ksenoblastyczną mozajkę ziarn o rozmaitej orientacji optycznej; jest to niepertytowy ortoklaz, nigdy nie zdradzający nawet śladów mikroklinowego zbliźniaczenia.

Zasadowy oligoklaz (26% anortytu), po części zserycytyzowany, także zagęszcza się w równoległe pasy bardziej obfitujące w łyszczyki niż pasy ortoklazowe lub kwarcowe; niektóre ziarna oligoklazu wykazują tak obfite antypertytowe lub nieregularnie plamiste przerosty ortoklazu, iż wydaje się jakoby uległy one metasomatycznemu wyparciu w bardzo wysokim stopniu. Myrmekitowe nowotwory obfite i typowe, choć zwykle drobne i delikatne. Łyszczykowe minerały koncentrują się wprawdzie w równoległych smugach, najczęściej razem z plagioklazem, nie tworzą jednak nigdy zwartych wywalcowanych plastrów, lecz w drobnych łuseczkach pojedynczo lub po kilka razem rozsiane są wśród minerałów jasnych; kierunkowość ułożenia ich blaszek wyraźna, lecz nigdy nie wyłączna. Zawarty w nich biotyt, bardzo ciemny, oliwkowobrunatny, w drobnej tylko części zdołał się zachować; przeważnie przeistoczył się on w chloryt, przy czym dość obficie wydzielił się również tytanit w malutkich krupkach. Muskowitu natomiast widzi się bardzo niewiele, i to tylko w niektórych miejscach.

W sumie można powiedzieć, że opisywany gnejs wykazuje dawne odkształcenia i wywalcowania, które zostały gruntownie zabliźnione przez krystaloblastezę kwarcu i skaleni. Jeśliby to miał być granitognejs typu Śnieżnika, to musiał on ulec zupełnej granoblastycznej rekrystalizacji, co wydaje się rzeczą zgoła niezwykłą dla tej grupy skalnej. Atoli rozdrobnienie łyszczyków i wapienność plagioklazu przemawiałaby raczej za tym, że jest to migmatyczny gnejs gierałtowski, który wśród dyslokacji poprzedzających wtargnięcie młodszej magmy granitowej uległ kierunkowemu przekształceniu, a następnie pod wpływem jej intruzji wtórnie przekrystalizował.

Gnejs wątpliwej przynależności z Nowego Gierałtowa. Na mapie geologicznej 1:25.000 zaznaczono w tym miejscu gnejs oczkowy typu Śnieżnika. Istotnie na pierwszy rzut oka skała przypomina wyraźnie ten typ gnejsowy: Plastry zagęszczonego gruboblaszkowego biotytu układają się równolegle, pozostawiając białawe cukrowatoziarniste partie skały zupełnie łyszczyków pozbawione. W jednym jednak narożu opisywanego okazu widnieje partia drobnoziarnistego szarego gnejsu z drobno-łuseczkowym biotytem jednostajnie rozmieszczonym, przypominająca raczej dobrze wymieszane migmatyty gnejsu gierałtowskiego z łupkami młynowskimi. Mikroskopowe studium tej skały raczej potwierdza genetyczny jej związek ze starszym kompleksem krystalicznym.

Struktura równomiernie granoblastyczna, nie ujawnia żadnej kierunkowości ani znamion post-krystalicznej deformacji. Doskonała rekrystalizacja bezkierunkowa objęła wszystkie jasne minerały, nadając im wyrównane, drobne i izometryczne ziarno. Tylko biotyt wykazuje skłonność do kierunkowego układania się, przy czym jednak i on tworzy grube płytki nie zdeformowane, poprzerastane w środku muskowitem i kwarcem; jest to biotyt cynamonowo czerwonobrunatny o bardzo mocnych polach pleochroicznych dokoła wrostków cyrkonu, w płytkach niejednokrotnie poprzecznie ułożonych względem ogólnej orientacji. Muskowit występuje w płytkach znacznie drobniejszych, lecz

stosunkowo grubych, bądź oddzielnie, bądź w przerostach z biotytem. Kwarc posiada wykształcenie mozajkowe, przy czym poszczególne jego elementy zdradzają tylko słabą deformację mechaniczną, z lekko falistym wygaszaniem światła. Skaleń potasowy plamisto wygaszający, tu i ówdzie ujawniający ślady zbliźniaczenia mikroklinowego, ma jednak przeważnie wygląd ortoklazu bez wyraźnych pertytowych przerostów. Plagioklaz miejscami nieco zmętniały od serycytu, wykazuje wybitne skłonności automorficzne; jest to oligoklaz (25% anort.), czasami z zanikającym w jądrach prążkowaniem albitowym (20% anort. — odwrotna budowa pasowa). Wtórne reakcje międzyskaleniowe są dość rozpowszechnione choć mało wyraziste i wyjątkowo tylko osiągające typowe struktury myrmekitowe.

Podobnie jak w przypadku skały poprzednio opisanej należy przypuścić, że jest to migmatyczny gnejs gierałtowski powtórnie zmetamorfizowany na kontakcie z żyłą młodszego granitognejsu typu Śnieżnika. Zastanawiającym jest jednak, dlaczego starsze gnejsy i migmatyty gierałtowskie nie wykazują post-krystalicznych deformacji z czasów fałdowań kaledońskich, podczas gdy młodsze od nich granitognejsy typu Śnieżnika poddały się im w sposób tak wyraźny i charakterystyczny? Możnaby sobie wyobrazić dwie różne przyczyny tego osobliwego zachowania się. Po pierwsze gnejsy gierałtowskie, o jednostajnej drobnej granoblastycznej strukturze, mogły być o wiele odporniejsze na kataklastyczne działania, niż grubokrystaliczne granity młodsze, odznaczające się nierówną, często porfirowatą strukturą i plamistym zagęszczeniem biotytu. Po drugie zwarte bloki starszego kompleksu metamorficznego mogły uczestniczyć w fałdowaniach kaledońskich jako sztywne kry o znikomej skłonności do wewnętrznych dyferencjalnych przesunięć i strukturalnych przekształceń. Ściślejszych odpowiedzi na postawione pytania możnaby się spodziewać dopiero po dokładniejszych i systematycznych studiach petrograficznych obu kompleksów metamorficznych opisywanego obszaru.

Zakład Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Poznańskiego

Czerwiec 1949

LITERATURA — REFERENCES

1. W. Ahrens: Gefüge u. Entstehungsweise der Gneissgranite des Isergebirges *(Preuss. Geol. Land. Mitt. d. Abt. f. Gesteins-, Erz-, Kohle- und Salzuntersuchungen)*, nr 2, 1925. — 2. T. F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine, Berlin 1939. — 3. E. Bederke: Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. *Geol. Rund.*, 18, 1927. — 4. E. Bederke: Die Grenze von Ost- und Westsudeten. *Geol. Rund.*, 20, 1929, s. 186. — 5. E. Bederke: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. d. Geol.*, 7, 1929, s. 429. — 6. E. Bederke: Die kaledonische Faltung in Mitteleuropa. *Zeitschr. d. D. Geol. Ges.*, 91, 1939, s. 770. — 7. E. Bederke: Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rund.*, 34, 1943, s. 6. — 8. G. Berg: Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25.000, Blatt: Schmiedeberg — 1912, Friedeberg — 1926, Altkemnitz — 1935, Greiffenberg — 1935, Marklissa — 1935, Kupferberg — 1938, Krummhübel — 1940, Schrei-

berhau u. Schneegrubenbaude — 1941. — 9. G. Berg: Die Gesteine des Isergebirges. *Jhrb. d. pr. Geol. Land.*, 43, 1922, p. 125. — 10. E. Brüll: Zur Altersfrage des Isergebirgsgneisses und des Gneisses von Gross Wandriss. *Centrbl. f. Min.*, B. 1942, s. 8. — 11. F. Dahlgrün: Zur Altersdeutung d. Vordevons im westsudetischen Schiefergebirge. *Zeitschr. d. Deut. Geol. Ges.*, 86, 1934. — 12. E. Dathe: Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25.000. Blatt Langenbielau — 1904, Rudolfswaldau — 1904. — 13. H. Ebert: Das vortertiäre Grundgebirge des Kartenblattes Hirschfelde. *Erläut. z. geol. Karte von Sachsen* 1:25.000, 1937, s. 6—24. — 14. L. Finckh: Erläuterungen z. geol. Karte von Preussen 1:25.000. Blatt Schweidnitz — 1924, Reichenbach — 1924, Lauterbach — 1925. — 15. L. Finckh und G. Götzinger: Erläuterungen zur geologischen Karte des Reichensteinergebirges ect. 1:75.000, Wien 1931. — 16. L. Finckh, E. Meister, G. Fischer u. E. Bederke: Geologische Karte des Deut. Reiches 1:25.000. *Erläut. z. d. Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein u. Landeck*, 1942. — 17. G. Fischer: Der Bau des Glatzer Schneegebirges. *Jahrb. d. Preus. Geol. Land.*, 56/1935, s. 712—732. — 18. G. Fischer: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, *tamże*, s. 733. — 19. H. Hentschel: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneissen des Eulengebirges — Schlesien. *Min. Petr. Mitt.*, 55/1943, s. 1—136. — 20. St. Jaskólski: *Biul. P. I. G.*, nr 42/1948. — 21. O. Kodym, J. Svoboda: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských hor. *Sb. Stat. Geol. Ust. Čsl. Rep.*, 15/1948, s. 109—160. — 22. M. Książkiewicz: Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórza. *Wiad. Muzeum Ziemi*, III/1947, s. 18—43. — 23. R. Lepsius: Geologie von Deutschland III Tl., 1913. — 24. E. Meister: Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen 1:25.000. Blatt Tepliwoda — 1932, Frankenstein — 1932, Gnadenfrei — 1932, Camenz — 1931. — 25. E. Meister, G. Fischer: Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200.000. Blatt Schweidnitz. — 26. W. Petraschek: Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. *Jahrb. k. k. geol. Reichsanst.*, 59/1909, s. 427. — 27. W. Petraschek: Die Sudetenländer. *Handbuch d. reg. Geologie*, I/5, 1944. — 28. H. H. Read: Granites and Granites. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, nr 28, 1948, s. 1—19. — 29. K. H. Scheumann: Metatexis und Metablastesis. *Min. Petr. Mitt.*, 48/1937, s. 402. — 30. K. H. Scheumann: Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Niptscher Kristallinzone. *Min. Petr. Mitt.*, 49/1937, s. 216. — 31. M. Schwarzbach: Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Europas. *Geol. Rundsch.*, 34/1943, s. 13—34. — 32. F. E. Suess: Intrusionstektonik und Wandertektonik im varistischen Grundgebirge, Berlin 1926. — 33. F. E. Suess: Der lugische Bau in seinem Verhältnis zur varistischen Orogenese. *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, 28/1935, s. 1—36. — 34. H. Teisseyre: Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach w r. 1947. *Bad. Fizj. Polski Zach. P. T. P. N.*, Poznań 1/1948. — 35. F. J. Turner: Mineralogical and Structural Evolution of the Metamorphic Rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 30/1948. — 36. E. F. Vangerow: Das Normalprofil des Algonkiums und Kambriums in den mittleren Sudeten. *Geol. Rundschau*, 34/1943, s. 10—12. — 37. L. Waldmann: Umformung und Rekristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des NW-Waldviertels. *Mitt. Geol. Ges.*, Wien 20/1927, s. 35. — 38. E. Zimmermann: Erläuterungen z. geol. Karte v. Preussen 1:25.000. BlattHirschberg—1937.

РЕЗЮМЕ

В начале автор обсуждает причины больших осложений в геологическом строении Судетов. Осложение это является результатом образования Судетов в течении нескольких, совсем отдельных горообразующих фаз, причём младшие фазы действовали на некоторые структуральные элементы, произведенные или преобразованные старшими фазами. Очень отчетливо отмечается это в Центральных и Западних Судетах, в состав которых входят элементы люгийской тектоники — значит некоторне члены календонской горной системы, распространенные на перифериях молданубского, кристаллического массива и имеющие фрагменты декембрийских формаций этого массива, вплетеные в свои складчатые структуры.

Изучение геологического строения люгийских элементов встречает громадные методические трудности, так как недостает здесь по большей части многих стратиграфических и палеонтологических аргументов для определения возраста; грандиозного развития достигают здесь плутонические интрузии или формации вулканические, а осадочные серии являются более или мение метаморфизированными и вместе с элементами магматического происхождения преображенными в крысталлические сланцы.

Распростаненные бывают, особенно в комплексах докембриских признаки полиметаморфизма, выражающиеся: очередним накладыванием на себя дислокационного метаморфизма (механическнх деформаций) рекристаллизации, наплывом магмы, а местами тоже диафтореза (регрессивный метаморфизм) в связи с позднейшими тектоническими перемещениями, и наконец контактным метаморфизмом под влиянием младших интрузий. Такая многократность и разнотипность преображений явится причиной очень великой сложности геологического строения судецких элементов и прибавляет громадных трудностей в исследовании истории их развития.

В таких обстоятельствах исследовательные труды принуждены пользоватся петрографическим методом. В разработке самых старших тектонических элементов строения Судетов, автор предлагает как самые важные следующие области петрографических исследований: 1. Оценка качества и степени метаморфизма, а особенно определение метаморфической фации и очередности частичных преобразований при полиметаморфизме. 2. Анализ кластического материялао садочных серий, а особенно сравнительные исследования галек кристаллических пород, а тоже и комплексов тяжелых минералов с целью идентифицирования первичных формаций, которые снабжали кластическим материялом седиментапионные бассейны. 3. Исследование интрузивных, пород, а тоже пробы обозначения их абсолютного возраета на основании пропорции урана и тория к свинцу. Автор предполагает что это окажется возможным в концентратах тяжелых минералов этих пород, не только же в отдельных минералах радиоактивных

пегматитов, как это было практиковано до сих пор почти по всему миру.

Как начало к будущим, петрографическим исследованиям по выше указанным направленям, автор представляет настоящее состояние геологического и петрографического знакомства кристаллических, докембрийских формаций в округе нескольких самых важных люгийских тектонических элементов польской части Судетов. Этот осмотр опирается с одной стороны на критическом составлении существующей до сих пор ческой и немецкой литературы, с другой стороны на собственных местных наблюдениях произведенных в 1946—1948 гг. с приведением микроскопических описаний особенно типичных пород, собранных за это время.

I. Гнейсовый блок Сових Гор.

Главная часть этой формации состоит из олигоклазово-биотитовых парагнейсов с силиманитом и гранатом, которые в преобладающей части этого райоиа принимают мигматитовое развитие вследствие густого насыщения белыми жилками фельдшпатов и кварца. Случаются тоже и крупные жилы светло-серых двуслюдных гранитов согласно прослоенных с напластованием парагнейсов, а тоже и очень частые гнезда и полосы беловатых пегманитов. Но кажется сомнительным являются ли эти жильные формации признаками наплыва новой магмы, так как это могут быт местные продукты дифференциального анатексиса и палингенеза самих парагнейсов. Часто встречаются в этом комплексе небольшие вклады амфиболитов отчасти магмового происхождения (диабазы, базальты) отчасти осадочного (железистые мергели), напротив вклады метаморфизированных известняков (мраморов) редкие. Встречаются тоже кое где мелкие вклады гранулитов; с этого факта в составлении с присутствием в парагнейсах и мигматитах реликтового граната и дистена возникает вопрос не была ли свойственная всей этой гнейсовой формации в прежней фазе метаморфизма гранулитовая фация, из преображения которой возникла современная фация силиманитово-биотитовая. Возраст этой формации по всей вероятности нужно отнести к орогеническогому циклу старшего докембрия, может быть археия. На югозападным берегу гнейсового блока Сових Гор находится длинная зона ортогнейсов, без сомнения младших от парагнейсов и их магматического жилкования. Эта зона проявляет сильные посткристаллические деформации а тоже диафторическую мусковитизацию, так ортогнейсов как и окружающих их парагнейсов. Эти деформации произошли во время каледонского складко образования. Вследствие этой деформации возникнула вероятно гнейсенизация тех ортогнейсов, причем особенно охотно принимают они очковые структуры. Так как деформация эта произошла в гранитах совсем застывших возможно предполагать, что интрузия их имела место в течении каково то старшего альгонцкого горообразующего цикла, аналогически с описаными пониже гранитогнейсами изерскими, быстжицкими и снежницкими.

II. Кристаллическое обрамление гранита Карконош.

По Кодыму и Свободи формация эта представляет покров каледонского цикля, под которым в поздно-герцинском периоде разлилась интрузия гранита Карконош контактно её преображая. Породы этой формации происходят однако из старшого горообразующого цикля, вероятно альгонцкого, так как в покровной дислокации принимали они участие в состоянии уже метаморфизированым и твердым, подлегая только деформации, местами милонитизации и диафторезу. Они составлены из серии слюдяных сланцев, амфиболитов и кристаллических масс гранитогнейсов, обыкновенно называемых изерскими гнейсами.

Самой характерной формой деформации этих гнейсов является очковая структура, лишена характерных черт метаморфической рекристаллизации и возникшая посткристаллически во время каледонских покровных движений. В северной части в некоторых местах сохранились масивные граниты негнейсированные, но только катаклазированные; особенно богато зелегают они в северозападним участке на территорий Горных Лужиц и оттуда берут свое название румбургского гранита.

III. Кристаллические формации Орлицкихи Бистрицких Гор.

Эти горы ограничивают Клодскую котловину с югозапада и по всей вероятности являются юговосточным продолжением прежде указанной формации обрамления Карконош, обнаруживающихся из под покаледонскх пород центральной судецкой мульды. Как состав, так и строение здешних кристаллических пород в основном такое же, как и в обрамлении Карконош. Осадочная серия, вероятно алгонцкого возраста, состоит из разных слюдяных сланцев с линзами кристаллических известняков (мраморов), а амфиболиты ветречаются здесь исключително. Младше этой серии гранитогнейсы представляют магмовые интрузии, вероятно из периода альгонцкого складкообразования; тоже и на этой территории они стали во время каледонского орогенеза посткристаллически деформированы, принимая очковые, линзовидные или мелкослоистые стуктуры. В противоположность изерским гнейсом, проявляющим всегда серую или серезеленую окраску, здешние гранитогнейсы чаще всего красноватые, вследствие распада биотита в мусковит и гематит.

IV. Кристаллические формации Снежника и Есёников.

Эти горные группы состовляют восточное и северовосточное обрамление Клодской котловины. Здешние кристалические формации составляют две отделные относительно возраста группы: ранышая возникшая в течении каковото старо-докембрийкого, орогенического (архей) цикля, кажутся быть аналогом парагнейсов и мигматитов Совых Гор, позднейшая вероятно альгонцкая, соответсвует в полне формациям обрамления Карконош, Орлицких и Бистрицких Гор.

Старшая группа содержит элементы осадочного происхождения (т.н. млыновская серия) — преображенные в мелкозернистые, темно-серые, биотитовые парагнейсы, которых сходство с парагнейсами Сових Гор довольно великое. Позднейший богатый наплыв кислых магм значительно уменшил распространение этих парагнейсов, севершая преимущественно их основательную мигматизацию. Эти магмы в большой или меньшей степени засоренные мигматически этим материялом, застыли потом в т. наз. геральтовские гнейсы, с локальными, мелкими вкладами амфиболитов. В пределах самого обширного распространения этих гнейцов появляется значительный пояс гранулитов, которые представляют собой как будто сохраненную раньшую фазу метаморфизма более глубокой метаморфической фации И в этом отношении обозначается таким образом аналогия этой группы с гнейсами Сових Гор.

Младшую группу составляют слюдяные и кварцитовые сланцы, кристаллические известняки (мраморы) и амфиболовые сланцы или амфиболиты. Во время альгонцкого орогенеза совершилась интрузия гранитной магмы типа приближенного к румбурским гранитам, которая ин'ектировала согласно сланцевую серию, старшую группу пересекла рядом меньшых жил, обильнее всего однако вторгнула вдоль границ между группой старшой и младшой (на тектонических раскалываниях). Грубо-кристаллические граниты были податливые для позднейшего дислокационного метаморфизма и во время каледонского складкообразования подлегли деформации преображаясь в гранито-гнейсы типа Снежника со структурой очковой, линзоватой или полосатой. Еще позднее, под конец девона, во время надвига мольданубского массива на моравско-силезский массив (надвиг рамзовское) кристалические формации обеих групп подлегли локальной милонитизации и в части познейшему диафторезу переходя в филонитовую фацию, которая иногда делает невозможным различит первичный материял. Под конец карбонские интрузии Яворницких гранитов и злотостоцких сиенитов и т. п. совершили в этих филонитах контактный метаморфизм и вторичную рекристализацию. Таким образом на этой територии полиметаморфизм еще более разнообразный, чем где-нибудь на другом месте в Судетах.

SUMMARY

Abstract: The consideration is given to the causes of greatly complicated structures of the Sudeten Mts. The author's conclusion is that without detailed examination of the old cristalline complexes no attempt at the elucidation of tectonic structure can be made. The characteristics of 4 presumably Precambrian cristalline complexes are given: the block of the Sowie Mts., the envelope of the Karkonosze massif, the rocks of the Bystrzyca and Orlica Mts., Śnieżnik group and Jesioniki range. The description is based on the older datas and the microscopic observations of the author.

At the outset of his paper the author deals with serious complications of the geological structure of the Sudeten. These complications result mainly from the fact that this mountain chain formed successively during several entirely different orogenic cycles: the younger ones having involved in their action some structural elements produced or metamorphosed by older cycles. This is most conspicuous in the Middle and Western Sudeten which include so - called lugic elements, i. e. some members of the Caledonian mountain-system developed on the peripheries of the Moldanubian crystalline massif and comprising many Precambrian fragments of that massif interwoven in their folded structures.

A geological investigation of the lugic elements encounters serious methodical difficulties: suitable stratigraphic reasons and paleontological arguments for defining the geological age are usually lacking; deap-seated intrusions or volcanic formations are strongly developed and sedimentary series are more or less metamorphosed and together with different rock-components of igneous origin converted into crystalline schists. Especially widespread in Precambrian complexes are many symptoms of polymetamorphism consisting of successive superposition of dislocation metamorphism (mechanical deformation), recrystallization, magmatic invasion, locally also diaphthoresis (retrogressive metamorphism) caused by subsequent tectonic translocations, and finally contact metamorphism under the influence of some later igneous intrusions. This multiplicity and diversity of metamorphic changes is responsible for the complexity of the geological structure of many Sudetian elements and presents additional difficulties when examining the history of their evolution.

In these circumstances the principal stress of geological investigations must be laid upon petrographical methods. For the purpose of investigating the oldest tectonic elements of the Sudeten the author considers the following points to be of the greatest importance:

1) An evaluation of the quality and the degree of metamorphism, especially the definition of metamorphic facies of rocks and of the succession of partial transformations during polymetamorphism.

2) An analysis of the detrital material in sedimentary rock-series, in particular a comparative study of crystalline gravels and of heavy minerals in order to identify the primary formations which supplied sedimentary basins with their detritus.

3) The examination of igneous intrusions and attempts at evaluating their absolute age by the thorium — lead and uranium — lead ratio; the author supposes that such evaluation will be possible also in mechanical concentrates of heavy minerals of plutonic rocks, and not only in separate radioactive minerals of pegmatites as it was hitherto almost universally the practice.

As an introduction to future petrographical investigations on the above lines, the author presents the actual state of geological and petrographical knowledge of Precambrian formations which constitute parts of some principal lugic elements on the Polish side of the Sudeten. This review is based on a critical survey of the respective German and Czech literature and also on the author's own observations in the field together with a number of microscopic descriptions of particularly typical rocks he collected in the years 1946—49.

I. The gneiss block of Sowie Góry. The main part of this formation consists of gray sillimanite- and garnetbearing oligoclase-biotite paragneisses which show mostly a migmatitic development being intimatety interwoven with white quartzofeldspatic veins. Frequently occur also thicker sills of light-gray two-mica-granites concordantly intercalating within the paragneisses, or some irregular nests and streaks of white pegmatites. It may appear doubtful whether all these veins were furnished by a new magmatic invasion, they may have originated from differential anatexis and palingenesis of the paragneisses themselves. Amphibolitic intercalations partly of igneous (diabases and basalts) and partly of sedimentary origin are very frequent in this gneissic complex. Crystalline limestones, on the other hand, are rather exceptional there. The fact of small granulitic interpositions appearing in some places seems to be quite symptomatic: considering the frequent occurrence of metamorphic relics of garnet and kyanite in paragneisses and migmatites one might suspect the actual biotite-sillimanite facies of this formation having been derived by secondary transformation from the preceding granulitic facies. The geological age of this rock-complex is probably related to the early Precambrian,possibly Archaean orogenetic cycle.

Along the south-western border of the gneissic block of Sowie Góry an extensive zone of orthogneisses may be distinguished which are undoubtedly younger than the paragneisses and their migmatitic permeation. This zone reveals at the same time distinct signs of strong post-crystalline deformation and diaphthoretic muscovitisation of the orthogneisses and paragneisses. The age of this deformation coincides probably with the Caledonian diastrophism, and the gneissification of the orthogneisses, with special disposition to the «Augen»-structure, may be referred to the same orogenic cycle. Since such deformation affected the primitive granites in an entirely rigid state it may be presumed that their intrusion took place during some older, Algonkian orogenic period similar to the granite-gneisses of the Izer-, Bystrzyca- and Śnieżnik Mountains, described in the following chapters.

II. The Crystalline mantle (frame) of the graniteintrusion of Karkonosze. According to the Czech geologists Kodym and Svoboda this formation presents an overthrustmass of the Caledonian orogenic cycle; in the late Hercynian period the granite of Karkonosze spread under the cover of this mass exerting upon it a contact-metamorphic influence. The rocks of this formation, however, originate from a still older, probably the Algonkian orogenetic cycle, as they participated in the Caledonian overthrust translocation in an already metamorphic and rigid condition being subject only to mechanical deformation, to mylonitisation or diaphthoresis. They consist of a series of mica-schists, amphibolites and crystalline limestones (marbles) and of mighty intrusive masses of granite-gneisses, generally known as Izer-gneisses. The most characteristic type of directive deformation of these gneisses is the «Augen-structure», devoid of distinct signs of metamorphic recrystallization and caused by postcrystalline movements during Caledonian overthrust dislocations. In the northern part of this area massive granites have been preserved locally in a cataclastic but not gneissiform condition. They are widespread and common especially in the north-western section (Łużyce) where they are called Rumburg-granites; in the north they are bordered by a more mafic granodioritic zone of doubtful geological age [granodiorites of Zawidów].

III. Crystalline formationof the Orlica- and Bystrzyca Mountains. These mountains embrace the Kłodzko-basin from south-west and form probably the south-eastern continuation of the crystalline mantle of the Karkonosze which emerge from the post-Caledonian trough of the Middle-Sudeten. The composition and the structure of metamorphic rocks in these mountains is in the main similar to that of the mantle of the Karkonosze. The sedimentary series, probably Algonkian, consists of various mica-schists with lenses of crystalline limestones (marbles), whereas amphibolites are rather rare. Younger granite-gneisses are represented by plutonic intrusions probably of the Algonkian orogenic period; in this area too they underwent strong post-crystalline deformation during the Caledonian folding, manifesting typical augen-, lenticular or streaky structures. In contrast to the Izer-gneisses which are always gray or greenish-gray, the granite-gneisses of this area are usually reddish in consequence of the decomposition of biotite into white mica and hematite.

IV. Crystalline formation of the Śnieżnik and Jesioniki. These mountain-groups enclose the basin of Kłodzko on the eastern and south-eastern sides. The crystalline rocks of this area may be divided into two separate complexes of different geological age: the older complex formed during some early Precambrian orogenetic cycle (Archaean?) seems to be an analogue of the paragneisses and migmatites of Sowie Góry, whereas the younger one, probably Algonkian, is entirely conform with the crystalline mantle of the Karkonosze and the crystalline formations of the Bystrzyca- and Orlica Mountains.

The Older Complex includes some components of sedimentary origin (the so-called Młynów series) converted into fine-grained dark gray biotite paragneisses, whose similarity to the paragneisses of Sowie Góry is rather striking. At a later time the invasion of acid magma was responsible for reducing considerably the occurrence of these paragneisses and for their migmatisation. These granitic magmas contaminated in a larger or smaller degree with paragneissic material consolidated subsequently forming the so-called Gierałtow-gneisses with local amphibolitic intercalations. Within the limits of the greatest expanse of these gneisses a quite considerable belt of granulites stretches towards NNE; these granulites may be regarded as an earlier phase of metamorphism preserved in the deeper metamorphic facies of the same gneisses. This fact also shows the analogy existing between the older complex in question and the gneissic block of Sowie Góry.

The Younger Complex consists of quartzite- and mica-schists, crystalline limestones and hornblende-schists or amphibolites. During the Algonkian orogeny an extensive intrusion of granitic magmas similar in type to the Rumburg granites took place, which injected concordantly a supracrustal schist-series, cut through the older metamorphic masses with a number of smaller dikes, and utilized the tectonic contacts between the younger and older rock-complexes. Coarse-crystalline granites of this group were very susceptible to later dynamic deformations and during the Caledonian folding they were converted into granite-gneisses of the Śnieżnik type characterized by Augen-, lens-or flaser-structures.

Still later, at the end of the Devonian, during the overthrust of the Moldanubian on the Moravo-Silesian massif (Ramsów-overthrust) both complexes of the area under consideration were subject to local mylonitisation and partly to subsequent diaphthoresis passing into a phyllonitic facies which often renders impossible the recognition of the primitive material. Finally, variscian intrusions (Jawornik-granites, syenites of Złoty Stok) imposed upon these phyllonites various signs of contact transformation and recrystallization, complicating far more than elsewhere in the Sudeten the symptoms of polymetamorphism.