

Andrzej GROCHOLSKI

Proterozoik i dolny paleozoik Polski południowo-zachodniej

W skład waryscyjskiego (hercyńskiego) podłoża Polski południowo-zachodniej wchodzi m.in. utwory późnoproterozoiczne i wczesnopaleozoiczne. Analiza najnowszych materiałów geologicznych, w tym datowań izotopowych i paleontologicznych, prowadzi do następujących wniosków: 1. Najstarszy kompleks skalny – gnejsy bloku Gór Sowich – został skonsolidowany prawdopodobnie w wyniku orogenezy dalslandzkiej (grenwilskiej). 2. Kompleksy, którym przypisuje się wiek wendyjsko-dolnokambryjski, uległy sfałdowaniu w środkowym lub górnym kambrze i w dolnym ordowiku. 3. Oba fałdowania przedzielone były intruzjami granitoidów datowanych radiometrycznie na górny kambr i dolny ordowik. Intruzje granitoidów oraz skały ich osłony odślonięte są dziś w różnych poziomach ścienia erozyjnego – w poziomach najgłębszych na wschodzie w obrębie kopuły kłodzko-orlickiej i w poziomie najniższym w zachodniej części bloku przedsudeckiego.

WSTĘP

W skład waryscyjskiego (hercyńskiego) podłoża Polski południowo-zachodniej wchodzi utwory proterozoiczne i paleozoiczne po dolny perm włącznie. Okrywą tego podłoża stanowią utwory cechsztynu, mezozoiku i kenozoiku. Omawiana struktura (podłoże i jego okrywa) jest brzeżnym, północno-wschodnim fragmentem masywu czeskiego, podłoże zaś wschodnim odcinkiem waryscyjskiej strefy sasko-turyngskiej. Utwory podłoża odsłaniają się w paśmie górskim Sudetów i zanurzają w kierunku północnym i zachodnim pod osady mezozoiku i kenozoiku. Na południowym zachodzie kryją się pod utworami górnej kredy płyty północno-czeskiej. Morfologiczną krawędź Sudetów od północnego wschodu wyznacza sudecki uskock brzeżny. Pokrywa osadów kenozoicznych, głównie trzeciorzędowych, osłania szczególnie głębokiej budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego, w związku z czym stopień rozpoznania geologicznego różnych części podłoża jest niejednakowy.

Zagadnienie wieku różnych genetycznie utworów skalnych, wchodzących w skład podłoża waryscyjskiego, jest ważne nie tylko dla rekonstrukcji jego rozwoju,

lecz także z uwagi na szereg istotnych problemów z zakresu geologii regionalnej i geodynamiki. Można tu wymienić żywo dyskutowaną obecnie kwestię podziału i zasięgu masywu czeskiego czy zagadnienie wielkich paleozoicznych ruchów przesuwczych.

Ostatnie lata przyniosły szereg istotnych nowości w zakresie paleontologicznego datowania utworów o różnym, niierzadko znacznym, stopniu przeobrażenia. Uzyskano także wiarygodne wyniki datowań izotopowych. Rezultaty tych badań dotyczą głównie dolnego paleozoiku. Stosunkowo mało uwagi poświęca się jednak powiązaniu tych zagadnień z rezultatami obserwacji petrogenetycznych i strukturalnych.

Na mapie metamorfizmu Dolnego Śląska (S. Maciejewski, T. Morawski, 1979) współwystępują jako dominujące facje: zieleńcowa i amfibolitowa, obie określone jako średniociśnieniowe, a jedynie lokalnie jako wysokociśnieniowe. Facja amfibolitowa, według opinii niektórych geologów, jest charakterystyczna dla utworów prekambryjskich.

BLOK GNEJSOWY GÓR SOWICH

Gnejsy migmatyczne Gór Sowich uchodzą za element najstarszy w strukturze geologicznej Polski południowo-zachodniej. Porównuje się je do utworów moldanubikum w masywie czeskim. Blok gnejsowy, przecięty sudeckim uskokiem brzeżnym, jest elementem wspólnym dla Sudetów i obszaru przedsudeckiego. Granice zewnętrzne są natury tektonicznej, a ich charakter podkreślają rozległe strefy mylonityzacji i kataklazy oraz intruzje skał ultrazasadowych, zasadowych i kwaśnych (fig. 1).

Badania petrogenetyczne i strukturalne wykazały wieloetapowy rozwój skał omawianej jednostki. W ujęciu syntetycznym przedstawia się on następująco. Geosynklinalna seria mułowcowo-szarogłazowa (asocjacja szarogłazowa?) uległa sfałdowaniu i metamorfizmowi progresywnemu w warunkach stosunkowo wysokiej temperatury i ciśnienia – typu Barrow, na co wskazują relikty paragenazy cyanitowo-almandynowej z biotytem i muskowitem (T. Morawski, 1973). Kolejnym etapem była synkinematyczna migmatytyzacja z przejawami mobilizacji i lokalnej homogenizacji materiału skalnego – powstanie granitów anatektycznych. Z fazą tą wiąże się uformowanie się najlepiej zachowanych struktur fałdowych (F_2) o orientacji NW – SE (W. Grocholski, 1967, 1969). Faza ta, jak się przypuszcza, nadała gnejsom dominujący współcześnie charakter (R. Kryza, 1981). Niskotemperaturowa migmatytyzacja, być może jako efekt wtórny wcześniejszej mylonityzacji, objęła blok gnejsowy w stopniu niejednorodnym. Osie fałdów tego etapu (F_3) mają orientację NE – SW. Zdaniem A. Żelaźniewicza (1978) spośród 6 generacji mezostuktur tylko 2 związane są z głębokimi strefami metamorfizmu, 4 pozostałe powstały w warunkach metamorfizmu retrogresywnego, który szczególnie silnie wyraził się w formie blastomylonitów występujących w strefie Niemczy.

Badania mezostukturalne i petrogenetyczne wykazały odrębność strukturalną gnejsów w stosunku do skał otoczenia, z tego więc względu określenie ich wieku jest szczególnie ważne. Datowania izotopowe metodą K – Ar dały wyniki rozbieżne i nie wskazujące jednoznacznie na wiek skały. Najstarszy – 1340 Ma – był, nie potwierdzony później, wiek hornblendy z amfibolitu (M. Sachanbiński, 1973), młodszy wiek – 643 i 644 Ma – wykazały biotyty z pegmatytów, a najmłodszy – 412 – 489 Ma (T. Depciuch i in., 1980) – liczne datowania łuszczaków z

granitognejsów i paragnejsów. Rozbieżności te są zrozumiałe, jeżeli się zważy, że uzyskane rezultaty mogą być wypadkową pochodzącą od kilku różnych generacji tych samych minerałów (powstałych w różnych etapach rozwoju).

Szczałki organiczne rozpoznano w próbkach gnejsów pobranych w Zagórzcu i Jugowicach w sudeckiej części bloku gnejsowego (T. Gunia, 1981b, c, 1984a). Stwierdzono tu głównie *Acritarcha*, które cytowany autor porównuje do zespołów znanych z górnego proterozoiku ZSRR, Afryki, Indii i Sudetów. Są one źle zachowane, zatopione w kryształkach skaleni i kwarcu, brak jednak informacji co do etapu przeobrażeń, w którym można by wiązać powstanie tych minerałów.

Datowania paleontologiczne wykazują młodszy niż dotychczas przyjmowano wiek gnejsów sowiogórskich. Nie kwestionując cytowanych rezultatów T. Guni (*l.c.*), trzeba jednak podnieść sprawę nieokreślonego bliżej, ze względu na niedoskonałość porównawczej skali biologicznej, zasięgu w głąb prekambriu rozpoznanych w gnejsach zespołów mikroflorystycznych. Ponadto stwierdzenie mikroflory, jakkolwiek bardzo cenne, nie rozstrzyga jednak kwestii, aktualnej także dla moldanubikum (O. Kodym, 1976), czy mamy tu do czynienia ze stosunkowo młodym kompleksem gnejsowym powstałym w wyniku orogenezy kadomskiej, czy też w skład kompleksu gnejsowego wchodzi elementy różnowiekowe, scalone i w znacznej mierze zhomogenizowane w efekcie orogenezy wspomnianej i orogenezy młodszych. Badania petrologiczne powinny zatem i tu towarzyszyć badaniom paleontologicznym. Rozpoznaniem petrograficznym należy objąć nie tylko próbki zawierające mikroszczałki organiczne, lecz także skały z ich sąsiedztwa.

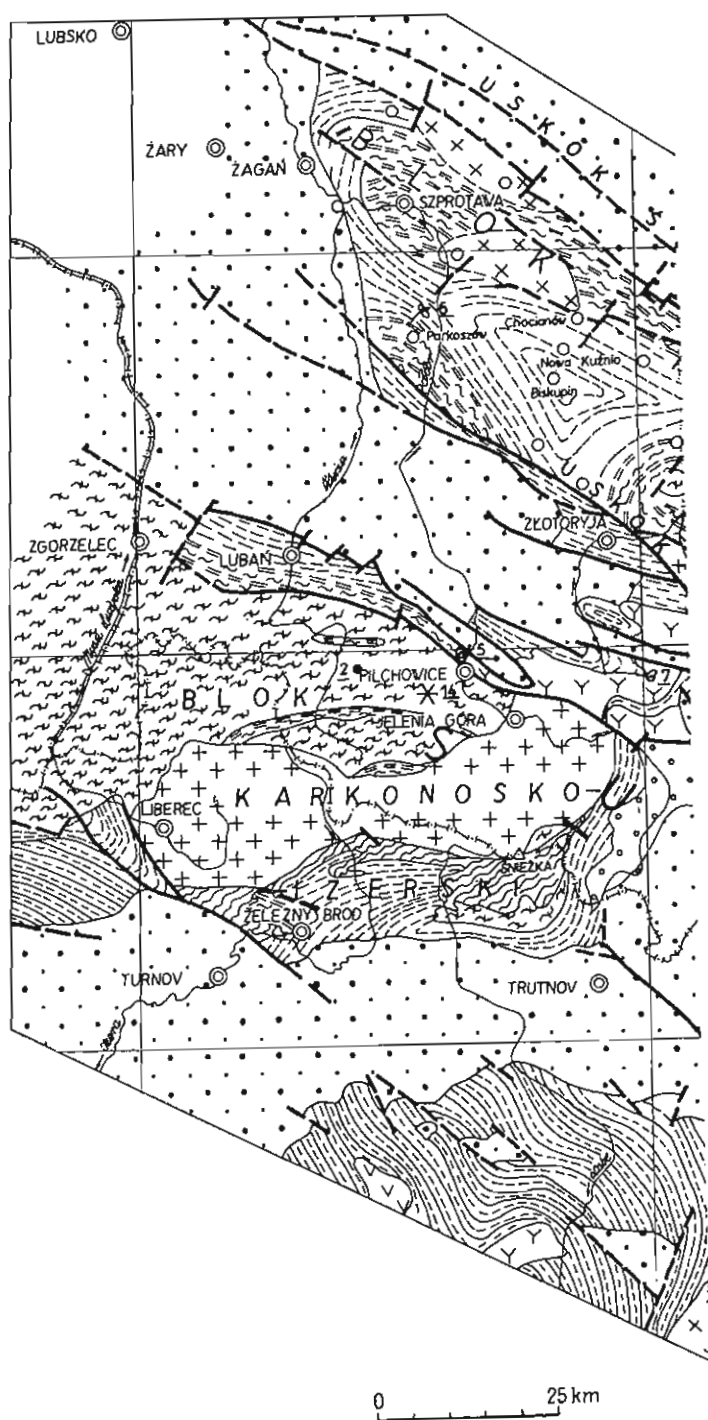
Zebrane dotychczas informacje nie przeczą przyjętemu przez V. Zoubka (1976) przypuszczeniu, że protolity (współczesnych) gnejsów moldanubskich, a zdaniem autora niniejszego opracowania także i gnejsów sowiogórskich, mogły się tworzyć w czasie orogenezy dalslandzkiej (grenwilskiej), zważywszy że przypada ona na środkowy i górny ryfey. Materiału detrytycznego mógł dostarczyć bliżej niezlokalizowany orogen gotyjski.

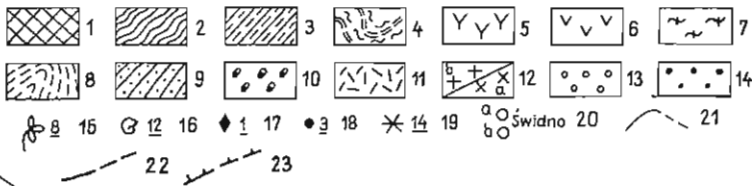
KOPUŁA KŁODZKO-ORLICKA

Skały przeobrażone w facji amfibolitowej występują w obrębie skomplikowanej struktury znanej w literaturze jako kopuła kłodzko-orlicka (F. Pauk, 1953) lub jako kopuła kłodzka (H. Teisseyre, 1973). Wyróżnia się tu trzy serie skalne, którym przypisuje się wiek proterozoiczny. Za najstarszą uznawana jest seria ze Stronia. J. Chaloupský (1978) zalicza ją do, moldanubikum młodszego (górnego proterozoik). Seria z Zabřeha reprezentowana jest przez biotytowe paragnejsy gęsto injekowane granitoidami. Jej stosunek do serii ze Stronia nie jest znany. Obserwowano jednak na terenie Czechosłowacji kontakt serii z Zabřeha z leżącą w jej stropie serią z Noveho Města. Kompleks osadowo-wulkaniczny serii z Noveho Města jest przeobrażony w facji zieleńcowej z lokalnymi znamionami przeobrażeń w facji amfibolitowej (M. Opletal i in., 1980).

Wschodnia część leżącego w granicach Polski fragmentu kopuły kłodzko-orlickiej określana jest jako metamorfik Łądka-Śnieżnika, część zachodnia zaś jako metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich. Utwory skalne obu obszarów metamorficznych łączą się pod osadami kredy rowu górnej Nysy.

Do najlepiej poznanych w sensie petrogenetycznym i strukturalnym należą utwory metamorfiku Łądka-Śnieżnika. Wyróżnia się tu suprakrustalną serię ze Stronia, serię granitognejsów ze Śnieżnika, granitognejsów z Gierałtowa (zwa-





nych też niekiedy migmatytami), serię granulitową i blastomylonityczną. Seria ze Stronia jest zdaniem K. Smulikowskiego (1979) stosunkowo najmniej zmienionym zespołem skał, z którym wiążą się genetycznie pozostałe serie tego regionu. Jest ona wykształcona w facji amfibolitowej z relikdami paragenezy albitowo-epidotowo-amfibolowej, o czym świadczą chlorytoidy „opancerzone” w granatach. Skałami dominującymi w serii ze Stronia są różne odmiany gnejsów mikowych, przechodzące w łupki mikowe. Podrzędnie, choć miejscami w znacznych ilościach, występują marmury kalcytowe i dolomityczne, częste są wkładki kwarcytów, amfibolitów, skał wapniowo-krzemianowych i eklogitów.

Seria granitognejsów reprezentowana jest przez skały o składzie mineralogiczno-chemicznym zbliżonym do granitów, a nazwa tych skał, jak na to zwrócić uwagę K. Smulikowski (1979), podkreśla to właśnie podobieństwo, a nie ich pochodzenie. Granitognejsy drobno- i równoziarniste zaliczane są do granitognejsów z Gierałtowa, podczas gdy gruboziarniste, oczkowe do granitognejsów ze Śnieżnika. Granulity tworzą stosunkowo niewielkie wystąpienia wśród gnejsów (migmatytów) z Gierałtowa.

W obrębie metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich rozpoznano utwory serii ze Stronia i granitognejsy ze Śnieżnika.

Fig. 1. Szkic geologiczny Polski południowo-zachodniej i terenów przyległych, odkryty po dolny perm (na podstawie map: M. Malkovsky i in., 1974; L. Sawicki, 1966 i materiałów autora)

Geological sketch map of south-western Poland and adjacent areas, without strata younger than Lower Permian (after maps compiled by M. Malkovsky et al., 1974; L. Sawicki, 1966, and the Author's data)

1 – gnejsy migmatyczne bluku Gór Sowich – górny proterozoik; 2 – paragnejsy, łupki lyszczkowe, łupki grafitowe, wapień i dolomity krystaliczne, kwarcyty, amfibolity – górny proterozoik (wend) – dolny (środkowy ?) kambry; 3 – łupki epizonalne, miejscami mezoazonalnie zmienione w podłożu kredy północnoczeskiej – górny proterozoik; 4 – łupki kwarcowo-serycytowe, grafitowe, zieleńce, diabazy, wapień i dolomity krystaliczne – wend – dolny (środkowy ?) kambry; 5 – większe wystąpienia diabazów i zieleńców – wend – dolny (środkowy ?) kambry; 6 – serpecynity i gabra – dolny paleozoik; 7 – granitognejsy i granitoidy – górny kambry – dolny ordowik; 8 – łupki serycytowe, serycytowo-kwarcowe, krzemionkowe, kwarcyty, litydy, mulowce, szarogłazy – górny ordowik – górny dewon; 9 – fylity, kwarcyty, mulowce, szarogłazy i zlepnie – dewon – karbon dolny Sudetów Wschodnich; 10 – zlepnie gruboziarniste, piaskowce i mulowce – górny dewon – najwyższy karbon w depresji Świebodzi; 11 – mylonity i kataklazy strefy Niemczy – górny paleozoik (?); 12 – granitoidy: a – nieokreślonego bliżej wieku, b – młodowaryscyjskie; 13 – zlepnie i szarogłazy – turnej (?); 14 – wizen w zapadlisku śródsudeckim; 15 – piaskowce, zlepnie, mulowce, ilowce częściowo węglonośne, wulkanity – siłcz – autun; 16 – stanowiska fauny; lokalizacja datowań izotopowych: 17 – metodą K-Ar, 18 – metodą Rb-Sr, 19 – metodą traków (numer przy objaśnieniach 15–19 oznacza pozycję w podanym niżej wykazie literatury źródłowej); 20 – otwory wiertnicze: a – wymienione w tekście, b – inne; 21 – granice geologiczne stwierdzone i przypuszczalne; 22 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne; 23 – nasunięcia stwierdzone i przypuszczalne; wykaz prac źródłowych: 1 – N. Bakun-Czubarow (1968), 2 – M. Borkowska i in. (1980), 3 – O. van Breemen i in. (1982), 4 – T. Depciuch i in. (1980), 5 – J. Gorczyca-Skała (1966), 6 – A. Grocholski (1982), 7 – T. Gunia (1967), 8 – T. Gunia (1974), 9 – T. Gunia (1981b), 10 – T. Gunia (1981c), 11 – T. Gunia (1984a), 12 – T. Gunia (1984b), 13 – T. Gunia, B. Wierchołowski (1979), 14 – K. Jarmolowicz-Szulc (1984), 15 – J. Lis, H. Sylwestrzak (1978), 16 – J. Zinkiewicz (1973)

1 – migmatic gneisses of Góry Sowie Mts block – Upper Proterozoic; 2 – parageneisses, micaceous schists, graphite schists, crystalline limestones and dolomites, quartzites, amphibolites – Upper Proterozoic (Vendian) – Lower (Middle?) Cambrian; 3 – epizonally and, locally, mesozonally altered schists in basement of North Czech Cretaceous – Upper Proterozoic; 4 – quartz-sericite schists, graphite schists, greenstones, diabases, crystalline limestones and dolomites – Vendian – Lower (Middle?) Cambrian; 5 – major occurrences of diabases and greenstones – Vendian – Lower (Middle?) Cambrian; 6 – serpentinites and gabbros – Upper Cambrian – Early Ordovician; 8 – sericite, sericite-quartz, and siliceous schists, quartzites, lydites, mudstones, graywackes – Upper Ordovician – Upper Devonian; 9 – phyllites, quartzites, mudstones, graywackes and conglomerates – Devonian – Lower Carboniferous in eastern Sudety Mts; 10 – coarse-grained conglomerates, sandstones and mudstones – Upper Devonian – lowermost Carboniferous in Świebodzi Depression; 11 – mylonites and cataclases of Niemcza Zone – Upper Paleozoic (?); 12 – granitoids: a – poorly dated, b – Late Variscan; 13 – conglomerates and graywackes – Tournaian(?) – Viséan in Intra-Sudetic Trough; 14 – partly coal-bearing sandstones, conglomerates, mudstones, and claystones, and volcanic rocks – Silesian – Autunian; 15 – floral localities (numbers accompanying points 15–19 refer to the above given source publications); 16 – faunal localities; isotopic datings: 17 – K-Ar datings, 18 – Rb-Sr datings, 19 – datings made by the track method; 20 – boreholes: a – mentioned in the text, b – other; 21 – controlled and inferred geological boundaries; 22 – controlled and inferred faults; 23 – controlled and inferred overthrusts; list of authors of source publications: as above

Informacji na temat wieku utworów skalnych metamorfiku Łądka – Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich dostarczają badania mikropaleontologiczne przeprowadzone przez T. Gunię (1974). W wapieniach krystalicznych wchodzących w skład metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich stwierdził on: *Acritarcha*, *Cyanophyta* i *Mycospora* – wskazujące na górny proterozoik. W paragnejsach tegoż metamorfiku (w rejonie Wyszek) T. Gunia i B. Wierchołowski (1979) rozpoznali zespół źle zachowanych szczątków zwierzęcych wskazujących na dolny, bliżej nie określony paleozoik. Podobny, źle zachowany, zespół został stwierdzony w kwarcytach (z Goszowa) wchodzących w skład metamorfiku Łądka – Śnieżnika (T. Gunia, 1978, 1981a, 1984b). Uwzględniając wszystkie zastrzeżenia i uwagi, jakie poczyniono przy omawianiu wieku gnejsów sowiogórskich, można wyrazić przypuszczenie, że kompleks osadów, z których powstała współczesna seria ze Stronia, tworzył się w górnym proterozoiku i najniższym paleozoiku.

Datowanie izotopowe metodą Rb – Sr gnejsów ze Śnieżnika z terenu Czechosłowacji, na północny wschód od Śnieżnika z miejscowości Nova Věska koło Žulovej, dało wynik 540 ± 50 i 487 ± 11 Ma (O. van Breemen i in., 1982), podczas gdy datowanie biotytów z gnejsów typu gieraltowskiego z Nowej Wsi na zachód od Śnieżnika wykazało wiek 382 i 384 Ma (N. Bakun-Czubarow, 1968).

Na podstawie badań rozwoju petrogenetycznego oraz badań strukturalnych, a także wspomnianych wyżej datowań paleontologicznych i izotopowych można odtworzyć następujący, uproszczony przebieg rozwoju serii metamorficznych Łądka – Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich.

1. Początkowy etap rozwoju serii skalnych można odnieść z dużym prawdopodobieństwem do górnego proterozoiku i najniższego paleozoiku, kiedy to powstała gruba seria osadów piaszczysto-mułkowych, o składzie szarogłazowym i spoiwie ilastym, a ponadto iły obfitujące w hydromiki i chloryt, kwaśne i zasadowe wulkanity oraz towarzyszące im tufy (K. Smulikowski, 1979). Był to więc zespół skał odpowiadający asocjacji geosynklinalnej łupkowo-szarogłazowej. Wyżej w profilu pojawiły się obficie wulkaniczne skały zasadowe i wapienie.

2. Zespół ten stopniowo pogrążany uległ następnie sfałdowaniu i metamorfizmowi progresywnemu. Lokalnie w „jakichś szczególnych strefach”, jak pisze K. Smulikowski (1979), ciśnienie całkowite wzrosło do 0,8–1,2 GPa bez proporcjonalnego wzrostu temperatury i prężności pary wodnej. Zdaniem cytowanego autora, metabazyty zareagowały na wzrost ciśnienia wytwarzając eklogit i to zwyczajny (grupy C).

3. Spadek ciśnienia całkowitego i zrównoważenie się z nim prężności pary wodnej przy równoczesnym podnoszeniu się geozoterm związane były z kolejnym etapem ewolucji, tj. wypiętrzaniem się orogenu uwarunkowanym wyrównaniem izostatycznym (M. Dumicz, 1979). Zmienione warunki spowodowały amfibolizację paragenezy eklogitowej (wykształconej lokalnie) i zbliżenie się warunków PT do linii topnienia granitu, która nie została przekroczona. Z paragnejsów serii ze Stronia powstały gnejsy typu gieraltowskiego, a z nich gnejsy typu śnieżnickiego (K. Smulikowski, 1979).

J. Don (1982), na podstawie obserwacji przebiegu granic serii ze Stronia z gnejsami typu Śnieżnika w masywie Śnieżnika, stwierdza, że są one bardzo wyraźne i ostre, powierzchnie graniczne mają charakter pierwotny, a ich przebieg jest zgodny z przebiegiem foliacji. Wyciąga stąd uzasadniony wniosek, że protolity gnejsów typu Śnieżnika – granity porfirowate – powstały w wyniku intruzji magmy granitowej wzdłuż powierzchni foliacji S_1 . Wiek tej intruzji określa w dość szerokich granicach wspomniane datowanie izotopowe (540–487 Ma).

A. Żelaźniewicz (1976) na podstawie obserwacji w Górach Orlickich skłonny

jest przyjąć, że gnejsy typu Śnieżnika powstały w wyniku lokalnej mobilizacji materiału na poziomie nieco głębszym niż ten, w jakim zachodził proces przeobrażenia całej serii.

4. Przyjęcie intruzywnego pochodzenia gnejsów typu Śnieżnika nie wyklucza możliwości powstania gnejsów typu Gierałtowa z paragnejsów serii ze Stronia, jak to zakłada K. Smulikowski (1979), a przyjęcie hipotezy tego autora nie wyklucza możliwości pojawienia się innych, młodszych generacji gnejsów z Gierałtowa. Innymi słowy przez pojęcie: gnejsy ze Śnieżnika (śnieżnickie) lub gnejsy z Gierałtowa (gierałtowskie) należy rozumieć zespoły skalne o składzie granitoidów i charakterystycznej więźbie, a nie jednostki litostratygraficzne.

5. W przebiegu dalszej ewolucji serii ze Stronia i gnejsów typu Śnieżnika poważną rolę odegrał metamorfizm retrogresywny. Jest on szczególnie silnie wyrażony na południe od Złotego Stoku. Mylonityzacja (pierwsza generacja?) i powstanie lineacji rodingowej, którą J. Don (1982) wiąże z naśunięciami płaszczwinowymi, wyzwoliła znaczne ilości energii, granica migmatytyzacji przesunęła się ku górze, warunkując powstanie potężnych kompleksów gnejsów migmatycznych typu Gierałtowa (druga generacja?) kosztem serii ze Stronia i gnejsów ze Śnieżnika (J. Don, 1982). Etap ten umieszcza cytowany autor w dolnym dewonie – faza orkadzka (gnejsy z Nowej Wsi – 382, 284 Ma), podczas gdy M. Dumicz (1979) przebudowę wcześniej uformowanego orogenu wiąże z fazą bretońską lub sudecką.

6. Zaangażowane dynamicznie utwory metamorfiku Ładka – Śnieżnika uległy kolejnym przeobrażeniom szczególnie wyraźnie zaznaczonym w północnej części tego obszaru. Nastąpiła tu blasteza mylonitów w polu przeobrażeń wysokotemperaturowych i niskociśnieniowych. Zmiany te towarzyszyły intruzjom granitoidów waryscyjskich.

BLOK KARKONOSKO-IZERSKI

W obrębie bloku karkonosko-izerskiego dominują granitognejsy i słabo ukierunkowane granitoidy. Łupki tworzą wśród gnejsów trzy wyraźne pasma o kierunku wschód – zachód, równoległe do foliacji gnejsów. Centralną część bloku zajmuje waryscyjska intruzja granitoidów Karkonoszy.

Granitognejsy i słabo ukierunkowane granitoidy stanowiące osłonę tej intruzji przechodzą ku zachodowi w podobnie wykształcone utwory masywu Łużyckiego. Kompleks granitoidów przedwaryscyjskich ukierunkowanych i bezkierunkowych określono w niniejszym opracowaniu jako kompleks izersko-łużycki. Szczegółową klasyfikację i nomenklaturę opartą na cechach więźby skał wchodzących w skład wymienionego kompleksu przedstawił ostatnio J. Żaba (1982). W niniejszym artykule posłużono się ze względów praktycznych klasyfikacją uproszczoną przedstawioną przez W. Smulikowskiego (1972).

Pierwszą odmianą skał o teksturze kierunkowej są gnejsy jasne występujące jako główny rodzaj skały we wschodniej i południowej części kompleksu. Można tu wyróżnić skały, których protolitami były granity, jak i skały, które swą kierunkowość odziedziczyły po zgranityzowanych łupkach łuszczukowych i amfibolitach serii suprakrystalnej (W. Smulikowski, 1972). Drugą odmianą skał o teksturze kierunkowej są gnejsy granodiorytowe określone przez M. Kozłowską-Koch (1965) jako ciemne gnejsy z Leśnej. Występują one na północnym skraju środkowej części bloku, ku wschodowi i południowi zazębiają się z jasnymi odmianami

gnejsów, ku zachodowi zaś przechodzą w bezkierunkowe granodioryty wschodnio-łużyckie. Trzecią odmianą są gnejsy leukokratyczne terytorialnie i genetycznie związane z leukogranitami.

Do skał o teksturze bezkierunkowej należą granity. We wschodniej i południowej części, gdzie określane są jako granity izerskie, występują wśród gnejsów w formie dużych soczewek dających się wyróżnić w skali szczegółowego zdjęcia geologicznego i tworzą razem z gnejsami megabudinażową strukturę (J. Szałamacha, 1966). W zachodniej części określane są jako granity z Rumburka (rumburskie). Niektóre cechy teksturalne, a zwłaszcza brak enklaw skał suprakrystalnych, zdają się wskazywać, że granity te są najbardziej zbliżone do granitów krystalizujących ze stopu w nieznanym stopniu skontaminowanego (W. Smulikowski, 1972).

Granodioryty określane są jako wschodniołużyckie lub zawidowskie. Występują na znacznych obszarach na zachód od bloku karkonosko-izerskiego – na Łużycach. W granicach Polski rozpoznano je w okolicach Zgorzelca (w Zawidowie).

Leukogranity notowane są w różnych miejscach omawianego kompleksu w postaci drobnych ciał, prawdopodobnie intruzyjnych.

M. Borkowska i in. (1980) na podstawie badań petrograficznych, geochemicznych i izotopowych wypowiadają się zdecydowanie za intruzyjnym pochodzeniem gnejsów izerskich. Datowania (Rb–Sr) biotytów i muskowitzów z tych skał (19 próbek) wykazały wiek 462 ± 15 Ma. Dla granitów rumburskich (9 próbek) ustalono tą metodą wiek 501 ± 32 Ma, a dla leukogranitów (6 próbek) – 476 ± 16 Ma.

Rezultaty te są zaskakujące ze względu na wiek granitognejsów – młodszy niż granitów rumburskich, a nawet leukogranitów. Z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że datowanie granitów izerskich (z Rumburka) wykazuje wiek krzepnięcia magmy, podczas gdy gnejsów izerskich wiek ich rekrystalizacji. Dotknięte nią zostały przede wszystkim najwcześniejsze, ukierunkowane partie intruzji. Na znaczenie rekrystalizacji zwracają uwagę E. Dziemiańczuk i K. Dziemiańczuk (1982). Datowania izotopowe skał izerskich metodą Rb–Sr znalazły potwierdzenie w wynikach badań metodą traków wykonanych przez K. Jarmolowicz-Szulc (1984). Oznaczenia wieku cyrkonu i tytanitu pochodzących z próbek gnejsów pobranych na północ od Kamienieckiego Pasma łupkowego, na zachód od Jeleniej Góry (okolice Pasiecznika i Barcinka) wykazały, że zamknięcie się systemu trakowego (początek biegu zegara trakowego) miało miejsce przed 400 mln lat. Różnice między wynikami datowań metodą Rb–Sr a rezultatami uzyskanymi metodą traków wynikają z odmiennych temperatur zamykania się systemu Rb–Sr (T_c $300 \pm 25^\circ\text{C}$) oraz tytanitu (T_c $250 \pm 50^\circ\text{C}$) i cyrkonu (T_c $200 \pm 50^\circ\text{C}$), a zatem wspomnianą różnicę czasu należy zdaniem cytowanej autorki traktować jako tempo stygnięcia i wypiętrzania skał.

W północno-zachodnim obrzeżeniu kompleksu karkonosko-łużyckiego występują szarogłazy tzw. łużyckie, których wiek określa G. Burmann (1969) jako górny proterozoik. Kontakt granodiorytów z szarogłazami łużyckimi w okolicy Zgorzelca ma charakter termiczny, przy czym temperatura intruzji nie była zbyt wysoka, a gradient termiczny niezbyt gwałtowny (W. Smulikowski, 1972). Na zmiany kontaktowe nakładają się przejawy metamorfizmu regionalnego i dyslokacyjnego w strefie uskoku śródsudeckiego (W. Smulikowski, 1972; T. Oberc-Dziedzic, J. Oberc, 1972).

Na południowy wschód od Zgorzelca miejsce szarogłazów łużyckich zajmują łupki staropaleozoiczne. Towarzyszą im zieleńce, diabazy i wapienie należące do regionu Gór Kaczawskich określanego też czasami jako struktura kaczawska.

W. Smulikowski (1972) na podstawie obserwacji terenowych i mikroskopowych, stwierdzając że szarogłazy łżyckie przechodzą stopniowo w łupki staropaleozoiczne regionu Gór Kaczawskich, pisze: „...Zadna granica ostra nie istnieje, nie ma ani gwałtownej zmiany składu skał, ani nawet istotnej różnicy w stopniu metamorfizmu lub teksturach skał...”.

W wapieniach krystalicznych występujących między Jelenią Górą a Lubaniem wśród łupków grafitowych, kwarcowo-albitowo-muskowitowych i chlorytowych, w pobliżu kontaktu z gnejsami i granitoidami bloku karkonosko-izerskiego J. Gorczyca-Skała (1966) rozpoznała prymitywne koralowce *Cambrotrypa* sp., którym przypisuje się w Sudetach wiek środkowokambryjski (T. Gunia, 1967). Koralowiec *Cambrotrypa sudetica* (Gunia) nie ma odpowiednika w innych regionach i dlatego jego wiek środkowokambryjski należy uznać za wyinterpretowany, prawdopodobny. Wapienie z Pilchowic są odpowiednikiem wiekowym i litologicznym wapienie z Wojcieszowa, a te z kolei, jak wykazały badania Z. Baranowskiego, S. Lorenca (1981) i S. Lorenca (1984), występują wśród południowokaczawskiej formacji spilitowej, a nie w jej spągu, jak przyjmowano dotychczas. Wiek tej formacji należałoby zatem określić jako nie młodszy niż środkowokambryjski. Można zatem przypuszczać, że kambryjska formacja spilitowa z południowego pnia struktury kaczawskiej stanowi częściowo odpowiednik stratygraficzny formacji szarogłazów łżyckich, a ściślej górnej części jej wyższego ogniwa – warstw z Kamenz.

Na północny wschód od Jeleniej Góry, w Pilchowicach w dolinie Bobru, W. Smulikowski (1972) opisał profil (oznaczony numerem 16), w którym gnejsy grubo-, a następnie drobnooczkowe, laminowane, tzw. przejściowe, kontaktują z łupkami muskowitowo-chlorytowymi regionu Gór Kaczawskich. Profil ten cytowany autor skłonny jest interpretować jako kontakt intruzji granitoidowej z osłoną łupkową. J. Żaba (1984a) stwierdza, że część granitognejsów i granitoidów łżyckich jest pochodzenia magmowego i że zarówno w gnejsach izerskich, jak i szarogłazach łżyckich okolic Zgorzelca zachowały się paragenezy mineralne wskazujące na prewaryscyjski metamorfizm kontaktowy. Cytowany autor określa warunki tego metamorfizmu jako odpowiadające facji ortoklazowo-hornfelsowej (według H.G.F. Winklera, 1967) i precyzuje zmiany, które jego zdaniem zachodziły w temp. od 635–655 do 695°C przy ciśnieniu pary wodnej około 0,25 GPa.

W odsłoniętej współcześnie strefie brzeżnej granitoidy wraz z przylegającą częścią osłony uległy silnemu dynamometamorfizmowi i rekrystalizacji synkinematycznej (T. Oberc-Dziedzic, J. Oberc, 1972) zacierającej przejawy kontaktu termicznego. Występująca tu strefa dyslokacyjna określana jest jako uskoki śródsudecki. M. Borkowska i in. (1980) kontakt łupków Gór Kaczawskich z wcześniejszymi od nich granitoidami interpretują jako sedimentacyjny – transgresywny. Interpretacja ta narzuca sprzeczny z faktami pogląd, że łupki oraz towarzyszące im zieleńce i wapienie są młodsze od ordowiku dolnego, ewentualnie środkowego, gdyż taki wiek gnejsów wynika z badań izotopowych wykonanych przez cytowanych autorów.

Wschodnią część bloku karkonosko-izerskiego budują proterozoiczne lub wczesnopaleozoiczne utwory grupy z Kowar oraz ordowicko-sylurska formacja łupków z Czarnowa wchodząca w skład grupy Rudaw Janowickich (J.H. Teisseyre, 1973). Jej odpowiednikami są prawdopodobnie metamorficzne serie z Vělkiej Upy (J. Chaloupský, 1983) w SW części bloku karkonosko-izerskiego w rejonie Żelaznego Brodu. Na nich leży seria z Radčic, której cytowany autor przypisuje wiek górnoproterozoiczno-dolnoordowicki.

Od strony południowo-wschodniej gnejsy i towarzyszące im łupki graniczą

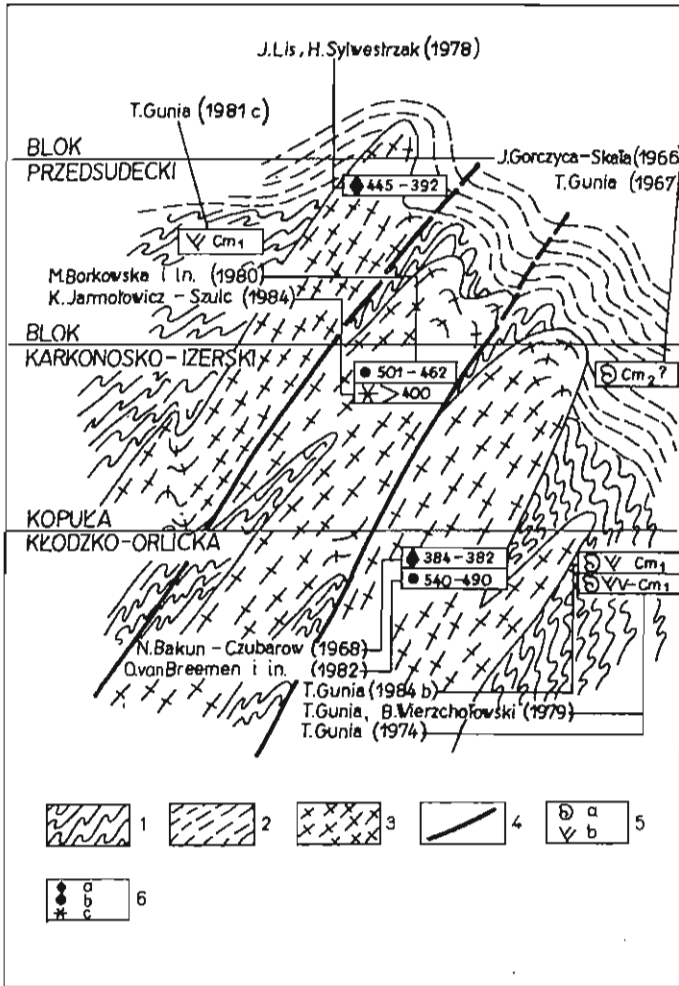


Fig. 2. Poziomy ścięcia erozyjnego granitoidów wczesnopaleozoicznych i ich osłony
Levels of erosional truncation of Early Paleozoic granitoids and their cover

Skály przeobrażone: 1 – w facji amfibolitowej, 2 – w facji zieleńcowej; 3 – granitoidy; 4 – uskoki; 5 – datowania paleontologiczne na podstawie: a – fauny, b – mikrofauny; 6 – oznaczenia wieku na podstawie datowań izotopowych metodami: a – K – Ar, b – Rb – Sr, c – traków

Rocks altered in: 1 – amphibolite facies, 2 – greenstone facies; 3 – granitoids; 4 – dislocations; 5 – paleontological datings made on the basis of record of: a – fauna, b – microfauna; 6 – radiometric datings made with the use of: a – K – Ar method, b – Rb – Sr method, c – track method

z utworami wyższego ordowiku i syluru – odpowiednikami formacji z Czarnowa, przeobrażonymi w facji zieleńcowej. Jak stwierdza J. Chaloupský (1963), zawierają otoczaki skał charakterystycznych dla kompleksu izersko-łużyckiego, w tym m.in. skały kwarcowo-turmalinowej. Wyżej leży udokumentowany paleontologicznie sylur. Dopiero więc tutaj mamy do czynienia z sytuacją, którą M. Borkowska i in. (1980) przypisują północnemu kontaktowi granitoidów, gdzie jednak w odróżnieniu od osłony południowej występuje seria łupkowa z wapieniami datowanymi na kambry młodszego niż środkowego.

W przebiegu rozwoju petrogenetycznego bloku karkonosko-izerskiego wyróżnia się kilka etapów. Za najstarszy J.H. Teisseyre uznał etap metamorfizmu synkinematycznego, w czasie którego powstały izoklinalne fałdy F_1 i foliacja S_1 równoległa do powierzchni osiowych fałdów, podkreślona przez dyferencjację metamorficzną (laminy albitowe alternujące z amfibolowo-chlorytowymi).

Powstanie struktur fałdowych F_2 poprzedził, zdaniem J.H. Teisseyre'a (1973), metamorfizm w warunkach statycznych. Struktury F_2 powstały w wyniku metamorfizmu synkinematycznego przy szczególnie wysokich ciśnieniach i niskich temperaturach – faza regresywna. Związana z tą fazą foliacja ma charakter klawazu spękaniaowego stowarzyszonego z krystalizacją minerałów, takich jak: glaukofan i stilpnomelan.

Pośród kilku etapów wyróżnionych przez J. Żabę (1984b) w środkowej części bloku na szczególną uwagę zasługuje etap diaforezy o zasięgu regionalnym i intensywnej deformacji skał. Nawiązuje on wyraźnie do opisanego wyżej etapu powstania struktur F_2 we wschodniej części bloku.

Omówione wyniki badań skał bloku karkonosko-izerskiego pozwalają na sformułowanie kilku wniosków.

1. Granitognejsy i granitoidy, które łącznie określono jako kompleks izersko-łużycki, powstały przynajmniej w części jako wynik intruzji magmy granitoidowej, silnie skontaminowanej.

2. W pierwszym okresie intruzji tworzywo granitoidowe, być może reomorficznie uruchomione, zostało wytłoczone w górę i znalazło się w warunkach ciśnienia tangencjalnego. Powstały wówczas słabo ukierunkowane granitognejsy izerskie. Intruzja ta miała miejsce po osadzeniu się wapieni z *Cambrotrypa* sp.

3. W kolejnych fazach intruzja zwiększyła zasięg przy równoczesnym słabnięciu ciśnienia tangencjalnego. W tym czasie uruchomiona została magma granodiorytowa. Powstałe z niej skały (granodioryty łużyckie) wykazują słabe ukierunkowanie lub jego brak, podobnie jak soczewy granitów wśród gnejsów izerskich. Datowanie metodą Rb–Sr dało wynik 501 ± 32 Ma.

4. Następny etap to ponowne zwiększenie nacisków tangencjalnych i połączona z nimi rekrystalizacja (metamorficzna), którą zostały objęte przede wszystkim ukierunkowane już wcześniej protolity gnejsów izerskich. Datowanie izotopowe metodą Rb–Sr wykazało wiek 462 ± 15 Ma.

5. Skały bloku karkonosko-izerskiego reprezentują zjawiska w znacznie płytszym horyzoncie niż przeobrażenia skał w obrębie metamorfiku Łądko–Śnieżnika. Zmiany zachodziły tu w warunkach PT bliskich upłynnienia materiału skalnego. Masy granitoidów izerskich powstały wprawdzie w głębszych partiach, lecz intrudowały w płytkie horyzonty i tu się zachowały (fig. 2).

6. Opisane wyżej zjawiska, tj. intruzje granitoidów, naciski tangencjalne i towarzyszące im zapewne ruchy fałdowe, zachodziły przypuszczalnie od górnego kambru po dolny ordowik włącznie. Odpowiadają więc one w przybliżeniu ruchom grampiańskim. P. Bankwitz (*vide* A.W. Pejwe i in., 1978) wiąże powstanie granitów rumburskich z fazą sardyjską. J. Don fazie tej przypisuje utworzenie protolitów gnejsów śnieżnickich, a w pracy z 1984 r. zwraca uwagę, że poza Europą, w Azji faza ta odpowiada orogenezie salairskiej (ałtajskiej).

7. Zakorzeniony w literaturze pogląd o nieciągłości sedymentacji między kambrem i ordowikiem w Sudetach nie ma jak dotychczas potwierdzenia w faktach. Brak dokumentacji paleontologicznej dla domniemyanych utworów górnego kambru i dolnego ordowiku nie jest zapewne przypadkowy, lecz wynika z braku tych utworów.

8. Po ordowiku utwory metamorfiku izerskiego zostały poddane ponownie silnemu ciśnieniu tangencjalnemu. Można zatem sądzić, że, jak sugeruje J. Żaba (1984b), obserwowane obecnie efekty są rezultatem kilku, co najmniej 2 etapów mylonityzacji poprzedzających etap warwicyjskich zmian termicznych.

BLOK PRZEDSUDECKI

Utwory starsze od kenozoiku odsłaniają się tu fragmentarycznie. Obok skał słabo zmienionych, zbliżonych pod względem wykształcenia do paleozoicznych utworów znanych z sudeckiej i przedsudeckiej części regionu Gór Kaczawskich, występują kompleksy skalne przeobrażone w facji amfibolitowej, a także zmienione skały ultrazasadowe – serpentynity, zasadowe – gabra, i kwaśne – granitoidy warwicyjskie oraz starsze od nich granitognejsy.

Granitoidy odsłonięte we wschodniej części bloku zaliczane są do wielkiego kompleksu intruzywnego Strzelina – Żulowej. W utworach metamorficznych stanowiących osłonę tego masywu L. Wójcik (1968) wyróżnił 2 serie skalne różniące się wiekiem i stopniem metamorfizmu. Seria silniej przeobrażona składa się ze skał polimetamorficznych reprezentowanych przez paragnejsy i łupki łyszczycowe z przewarstwieniami wapieni krystalicznych i amfibolitów oraz z granitognejsów oczkowych. Serię tę cytowany autor zaliczył do prekambriu, być może najniższego paleozoiku, a J. Oberc (1966, 1972) do piętra staroassyntyjskiego. Seria o niższym stopniu metamorfizmu, czyli tzw. warstwy z Jegłowej, wykształcona jest głównie jako kwarcyty, kwarcyty daktylowe, łupki kwarcytowe, metaszarogłazy i metazlepieńce polimiktyczne. Utwory te porównywane są do znanej z terenu Czechosłowacji serii z Branny, której przypisuje się wiek dewoński, jakkolwiek nie został on udokumentowany paleontologicznie.

W utworach metamorficznych wschodniej części bloku przedsudeckiego główny kierunek tektoniczny (penetratywna foliacja i lineacja) wykazuje w przybliżeniu orientację N–S, a występujące tu serie skalne mają przedłużenie w położonych dalej ku południowi, odsłoniętych partiach Sudetów. Domniemana obecność dwu serii, różniących się znacznie wiekiem, posłużyła J. Obercowi (1966, 1972) do skonstruowania modelu zawilej tektoniki typu płaszczowinowego. Tego typu tektonika została rzeczywiście stwierdzona w Sudetach Wschodnich, na terenie Czechosłowacji w Hrubym Jeseniku (J. Cháb, M. Opletal, 1984; J. Cháb i in., 1984). Autorzy ostatnio wymienionej pracy wyróżnili co najmniej 3 typy nasunięć oraz zwrócili uwagę na rozwój mylonityzacji, kataklazy i rekrystalizacji, zwłaszcza w spągu nasunięć. Trudno w tej chwili orzec, czy i w jakim stopniu model J. Oberca odpowiada modelowi przedstawionemu przez cytowanych autorów. Wyniki otworu wiertniczego Świdna IG 1 nie potwierdzają koncepcji dwu serii skalnych różniących się znacznie wiekiem, co z kolei wskazuje na konieczność rewizji przynajmniej niektórych założeń koncepcji J. Oberca.

Otwór Świdna IG 1 usytuowany jest na południe od Jez. Otmuchowskiego, w pobliżu granicy z Czechosłowacją, w obrębie ukrytych pod kenozoikiem utworów serii z Branny. Zdaniem H. Kościółko i T. Morawskiego (1978), przewiercony tu został profil dolnej części górnego oddziału serii z Branny oraz skały, które należy zaliczyć do proterozoicznej osłony intruzji Strzelina – Żulowej. Skrócony profil otworu wiertniczego według cytowanych autorów przedstawia się następująco:

Głębokość w m	Opis litologiczny
0,0 – 129,3	Kenozoik
Utwory serii z Branny	
129,3 – 342,8	Łupki łyszczykowe z grafitem i fenokryształami andalazytu oraz soczewkami kwarcu i wkładkami metamulowców.
342,8 – 450,3	Wapień krystaliczne jasne, smugowane z wkładkami skał wapniowo-krzemianowych, tzw. wapień dolny.
Utwory proterozoiczne okrywy intruzji Strzelina – Żulovej	
450,5 – 459,2	Wapień krystaliczne jasne, smugowane z przewarstwieniem metablastycznych granitoidów (metaarkoz) w stropie i skały wapniowo-krzemianowej w spągu.
459,2 – 799,0	Szare granitoidy (metaarkozowe), niżej łupki, mylonity, gnejsy i jasne wapień krystaliczne smugowane.

Zdaniem H. Kościówko i T. Morawskiego (1978) ciągłość sedimentacji pierwotnej serii zaznacza się zarówno między dolną i górną częścią profilu, jak i w obu tych częściach. Szczególnie charakterystycznym wskaźnikiem tej ciągłości są wkładki wapieni krystalicznych, tak że granica spągowa warstw z Branny jest umowna. Foliacja w całym rdzeniu jest w przybliżeniu równoległa do powierzchni sedimentacyjnych i również nie daje podstaw do wydzielenia różnowiekowych serii skalnych.

Biorąc pod uwagę pogląd geologów czeskich, że okrywa metamorficzna masywu Żulovej (Strzelina – Żulovej), seria Stareho Města i niektóre inne serie metamorficzne Sudetów Wschodnich reprezentują różne wykształcone fragmenty jednego proterozoicznego kompleksu metamorficznego, autor artykułu jest skłonny zaliczyć do tego kompleksu serię z Branny, której wiek J. Chaloupský (1978) określa jako środkowy Brioverien.

Na zachód od kompleksu intruzywnego Strzelina – Żulovej i skał jego osłony występują utwory obszaru metamorficznego Kamieńca – Niemczy. Odsłonięte tu skały wykazują podobieństwo do opisaną już serii o wyższym stopniu metamorfizmu, nie zawierają jednak granitognejsów, wykazują równocześnie znaczne podobieństwo do utworów serii strońskiej, na co zwrócił uwagę G. Fischer (1936), a ponadto mają wiele cech wspólnych z utworami metamorfiku środkowej Odry (B. Utzig, 1975; A. Grocholski, 1982). Występują tu m.in. łupki i paragnejsy biotytowo-plagioklazowe, łupki kwarcytowe i kwarcyty. W skałach tych T. Gunia (1981c) stwierdził w kilku stanowiskach na wschód od Niemczy *Acritarcha* i skąpą faunę. Na podstawie składu zespołu *Acritarcha* cytowany autor skłonny jest przyjąć, że reprezentują one najwyższy wend (kwarcyty) i najniższy kambry (łupki łyszczykowe i kwarcyty). Dobrze zachowane, podobne do wzmiankowanych zespoły *Acritarcha* rozpoznano (J. Jerzykiewicz *vide* A. Grocholski, 1982) w łupkach węglistych, szaroglazowych i kwarcytowych oraz fyllitach z otworu Parkoszów w północno-wschodniej części bloku przedsudeckiego. Tak więc na dwu przeciwnych krańcach tej jednostki stwierdza się, podobnie jak w Sudetach, zbliżone pod względem wieku zespoły organizmów w skałach różniących się między sobą stopniem metamorfizmu.

Na zachód od obszaru metamorficznego Kamieńca – Niemczy występują utwory skalne zaliczane do strefy (tektonicznej) Niemczy. Są to blastomylonity

i fyllonity powstałe z gnejsów bloku sowiogórskiego, serpentynity, gabra i granitoidy. Skały ultrazasadowe i zasadowe obserwowane są też w północnym obrzeżeniu bloku sowiogórskiego. Ich wiek jest jak dotychczas nie ustalony. Autor niniejszego artykułu skłonny jest zaliczyć je do dolnego (środkowego?) kambru, podobnie jak serię diabazowo-keratofirową. Badania petrograficzne wykonane przez I. Kossowską (inf. ustna, 1984) na rdzeniach wiertniczych z otworu Wilków IG 1 wykazały obecność pikrytów wśród przewierconych tu zieleńców, diabazów i keratofirów, co zdaje się potwierdzać hipotezę o powiązaniu czasowym ultrabazytów i kompleksów diabazowo-keratofirowych Dolnego Śląska.

Wśród skał dominujących w północno-wschodniej części osłony intruzji granitoidowej Strzegomia–Sobótki oraz w obrębie metamorfiku środkowej Odry występują utwory przeobrażone w facji amfibolitowej. Wśród nich można wyróżnić: łupki łyszczykowe i cienkolaminowane paragnejsy, a ponadto przewarstwienia wapieni krystalicznych, skał wapniowo-krzemianowych, leptynitów, kwarcytów i amfibolitów. Skały te nierzadko wykazują znamiona metamorfizmu retrogresywnego i lokalnych zmian termicznych.

Granitognejsy bloku przedsudeckiego występują we wschodniej części tej jednostki wśród skał zmienionych w facji amfibolitowej. W środkowej części bloku w okolicy Wądroża Wielkiego (fig. 1) granitognejsy wyłaniają się spod osadów kenozoicznych, tak że ich stosunek do występujących w pobliżu łupków zmienionych w facji zieleńcowej nie jest znany. Jak wynika z badań M. Borkowskiej (1956) w rozwoju petrogenetycznym granitognejsów wschodniej części bloku przedsudeckiego znaczną rolę odegrała metasomatoza – początkowo sodowa, następnie potasowa. Autorka ta sądzi, że granitognejsy powstały z przeobrażenia serii osadowych. Podobny pogląd co do genezy gnejsów z Wądroża Wielkiego wyraża M. Kozłowska-Koch (1959).

Mimo lokalnych różnic dostrzegalne jest podobieństwo litologiczne granitognejsów obszaru przedsudeckiego do zbliżonych skał w Sudetach. Analogie dotyczą także skał otaczających. We wschodniej części regionu dolnośląskiego granitognejsy występują wśród przeobrażonych w facji amfibolitowej utworów serii ze Stronia i jej odpowiedników w obrębie bloku przedsudeckiego. W zachodniej części kontaktują one ze zmienionymi w facji zieleńcowej łupkami.

Wiek granitognejsów obszaru przedsudeckiego nie jest udokumentowany w sposób bezsporny. Datowania izotopowe metodą K–Ar biotytów z 2 próbek gnejsów z Wądroża Wielkiego wykazały wiek 392 i 445 Ma (J. Lis, H. Sylwestrzak, 1978). Wydaje się jednak, że rzeczywisty wiek nie odbiega od wieku granitognejsów izerskich i śnieżnickich.

UOGÓLNIENIA I WNIOSKI

Wnioski wynikające z przeglądu serii proterozoiczno-dolnopaleozoicznych Sudetów i obszaru przedsudeckiego można ująć następująco:

1. Występują tu zmetamorfizowane serie skalne pochodzenia osadowego i wulkanicznego, którym na podstawie danych paleontologicznych można przypisać wiek od górnego proterozoiku po dolny lub środkowy kambr (fig. 2).

2. Serie te różnią się wykształceniem litologicznym, wiekiem i ewolucją petrogenetyczną.

3. Zespołem najstarszym, bo skonsolidowanym prawdopodobnie w orogenezie dalslandzkiej (grenwilskiej), są paragnejsy i migmatyty bloku Gór Sowich.

4. Młodsze, datowane paleontologicznie na górny proterozoik i dolny kambr, są kompleksy skalne różniące się pierwotnym wykształceniem litologicznym, stopniem metamorfizmu, a prawdopodobnie i wiekiem. Trudno w tej chwili rozstrzygnąć czy mamy tu do czynienia z trzema różnowiekowymi seriami Brioverieniu, jak sugeruje J. Chaloupský (1978), czy też ze zróżnicowanym facjalnie kompleksem górnoproterozoicznym, jak przyjmuje J. Holubec (1966) dla obszaru Teplá – Barrandien.

5. Autor artykułu podziela pogląd, że w obrębie kopuły kłodzko-orlickiej, w Sudetach Wschodnich i we wschodniej części bloku przedsudeckiego możemy mieć do czynienia z co najmniej dwoma różnowiekowymi kompleksami skalnymi wzajemnie prześladowanymi – starszym prawdopodobnie górnoryfejskim i młodszym wendyjsko-kambryjskim.

6. Brak jest bliższych danych na temat hipotetycznego kompleksu starszego. Odpowiednikiem kompleksu młodszego w Sudetach Wschodnich, w obrębie kopuły kłodzko-orlickiej i wschodniej części bloku przedsudeckiego, są prawdopodobnie serie: ze Stronia, z Branny i Noveho Města. W Sudetach Zachodnich kompleks młodszy reprezentowany jest przez serię diabazowo-keratofirową metamorfiku kłodzkiego i regionu Gór Kaczawskich zarówno w obrębie Sudetów; jak i bloku przedsudeckiego oraz towarzyszące jej fyllity, zieleńce i wapień krystaliczne, a jeszcze dalej ku zachodowi przez najwyższe ogniwo formacji szarogłazów lużyckich.

7. Serie wendyjsko-kambryjskie i starsze zostały sfałdowane prawdopodobnie w środkowym lub górnym kambrze i w dolnym ordowiku. Oba fałdowania podzielone były intruzjami granitoidów.

8. Wymienione wyżej kompleksy i serie skalne są przeobrażone w różnych facjach metamorficznych od głębokich subfacji facji amfibolitowej do zieleńcowej.

9. Jak dotychczas brak datowań skał ultrazasadowych – serpentynitów, i zasadowych – gabr. Autor opracowania wiąże je wiekowo z seriami diabazów i keratofirów górnoproterozoiczno-dolnokambryjskich.

10. W obrębie masywu czeskiego najniższe osady paleozoiczne leżące na utworach górnego proterozoiku to śródlądowe zlepieńce i piaskowce formacji Žitce – Hluboš interpretowane jako dolny kambr, jakkolwiek brak w nich fauny morskiej. Niewątpliwie środkowokambryjskie trylobity występują wyżej, w obrębie formacji z Jince (M. Suk i in., 1984). Na kambr górny przypada intensywne działanie wulkaniczne określone jako subsekwentny kwaśny wulkanizm subaeralny (J. Svoboda i in., 1964). Fakty te korespondują z informacją na temat fałdowań, przedstawioną w punkcie 7, i na temat wieku intruzji granitoidowych, przedstawioną w punkcie 11.

11. Jak wynika z danych radiometrycznych, intruzje granitoidów miały miejsce w górnym kambrze – dolnym ordowiku. Uległy one silnym naciskom tangencjalnym i rekrystalizacji w ordowiku i w okresach późniejszych.

12. Daleko idące analogie co do wieku i przebiegu ewolucji skał występujących w obrębie kopuły kłodzko-orlickiej, bloku karkonosko-izerskiego i obszaru przedsudeckiego skłaniają do wniosku, że porównywane obszary są fragmentami jednej struktury utworzonej z kompleksów suprakrustalnych, które uległy sfałdowaniu i metamorfizmowi regionalnemu jeszcze przed górnym kambrem. Istotnym elementem składowym tej struktury są kambryjsko-ordowickie intruzje granitoidów odsłonięte dziś, podobnie jak cała struktura, w różnych poziomach ścięcia erozyjnego (fig. 2).

13. Tektonika młodsza od ruchów sardyjskich (grampiańskich, altajskich, salairskich) jest odpowiedzialna za mozaikową strukturę regionu dolnośląskiego,

w tym m.in. za występowanie obok siebie równowiekowych serii paleozoicznych różniących się wykształceniem facjalnym i stopniem metamorfizmu. Problematyka ta omówiona zostanie w odrębnym artykule na temat rozwoju i zróżnicowania utworów paleozoicznych południowo-zachodniej Polski.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, Al. Jaworowa 19

Nadesłano dnia 22 kwietnia 1985 r.

PIŚMIENNICTWO

- BAKUN-CZUBAROW N. (1968) – Geochemical characteristics of eclogites from environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki. Arch. Miner., **28**, p. 243–382, nr 1.
- BARANOWSKI Z., LORENC S. (1981) – Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofrowej) w SE części Gór Kaczawskich. Geol. Sudetica, **16**, p. 49–57, nr 2.
- BORKOWSKA M. (1956) – Granit ze Strzelina i towarzyszące mu skały krystaliczne. Arch. Miner., **19**, p. 17–33, nr 1.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P. (1980) – Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., **30**, p. 121–146, nr 2.
- BREEMEN VAN O., AFTALION M., BOWERS D.R., DUDEK A., MISAŘ Z., POVONDRA P., VRANA S. (1982) – Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia and their significance in the evolution of Central Europe. Transact. Royal Soc. Edinburgh. Earth Sc., **73**, p. 1–20.
- BURMANN G. (1969) – Organische Mikrofossilien im präkambrischen Sedimenten Sachsens und Thüringens. Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, **11**, p. 297–307, nr 4.
- CHÁB J., OPLETAL M. (1984) – Přikrovova stavba vyhodního okraje skupiny ěřvonořorského sedla v Hrubým Jeseníku. Vest. Ú.Ú.G., **59**, p. 1–10, nr 1.
- CHÁB J., FIŠERA M., FEDIUKOVÁ E., NOVOTNÝ P., OPLETAL M., SKACELOVA D. (1984) – Problemy tektonického a metamorfniho vývoje východni části Hrubeho Jeseníku. Sbor. Geol. Ved. Geologic, **39**, p. 27–72.
- CHALOUPSKÝ J. (1963) – Konglomeraty v Krkonoskem krystaliniku. Sbor. Ú.Ú.G., **28**, p. 143–190.
- CHALOUPSKÝ J. (1978) – The Precambrian tectogenesis in the Bohemian Massif. Geol. Rundsch., **67**, p. 72–90, nr 1.
- CHALOUPSKÝ J. (1983) – Stratiformni železne rudy a polymetalická kyzova mineralizace v železnobrodském krystaliniku. Vest. Ú.Ú.G., **58**, p. 321–331, nr 6.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H. (1980) – K–Ar ages the Owl Mts gneiss raft. Acta Geol. Pol., **30**, p. 507–517, nr 4.
- DON J. (1982) – Tektonika łupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika. Geol. Sudetica, **17**, p. 103–124, nr 1–2.
- DON J. (1984) – Kaledonidy i waryscydy Sudetów Zachodnich. Prz. Geol., **32**, p. 468, nr 8–9.
- DUMICZ M. (1979) – Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Geol. Sudetica, **14**, p. 29–46, nr 2.
- DZIEMIANŃCZUK E., DZIEMIANŃCZUK K. (1982) – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czarniawą a Rębiszowem. Kwart. Geol., **26**, p. 13–43, nr 1.

- FISCHER G. (1936) – Das Dach Moldanubikums in Schlesien, dem Beyrischen Wald und Mähren. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 56, p. 733–741.
- GORCZYCA-SKAŁA J. (1966) – Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts and the Iżera region. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr., 14, p. 171–179, nr 3.
- GROCHOLSKI W. (1967) – Tektonika Gór Sowich. Geol. Sudetica 3, p. 181–249.
- GROCHOLSKI W. (1969) – Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 39, p. 651–674, z. 4.
- GROCHOLSKI A. (1982) – Serie krystaliczne bloku przedsudeckiego i związan z nimi perspektywy surowcowe. Biul. Inst. Geol., 341, p. 97–116.
- GUNIA T. (1967) – Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów Zachodnich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 37, p. 417–428, z. 3.
- GUNIA T. (1974) – Mikroflora prekambryjskich wapieni okolicy Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). Roczn. Pol. Tow. Geol., 44, p. 65–92, z. 1.
- GUNIA T. (1978) – New sites of fauna and microflora in metamorphic rocks of the Sudetes. Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brunensis, Geologia, 2, p. 81–90, nr 8.
- GUNIA T. (1981a) – The first discovery of Precambrian microflora in paragneisses of the Sowie Góry Mountains Sudetes (Preliminary investigation). Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 29, p. 129–136, nr 2.
- GUNIA T. (1981b) – Mikroflora z paragnejsów Gór Sowich (Sudety). Geol. Sudetica, 16, p. 7–24, nr 2.
- GUNIA T. (1981c) – Mikroskamieniałości z metamorfiku na wschód od Niemczy. Geol. Sudetica, 16, p. 25–48, nr 2.
- GUNIA T. (1984a) – Mikroflora z drobnoziarnistych gnejsów okolicy Jugowic (Góry Sowie–Sudety). Geol. Sudetica, 18, p. 7–17, nr 1.
- GUNIA T. (1984b) – Mikroskamieniałości z łupków kwarcytowych okolicy Goszowa w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Środkowe). Geol. Sudetica, 18, p. 47–60, nr 2.
- GUNIA T., WIERZCHOŁOWSKI B. (1979) – Mikroproblematyki z paragnejsów Gór Bystrzyckich (Sudety). Geol. Sudetica, 14, p. 7–25, nr 2.
- HOLUBEC J. (1966) – Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the Core of the Bohemian Massif (The Tepla–Barrandien Region). Rozpr. ČSAV. Mat. Přír. Ved., 76, nr 4.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K. (1984) – Geochronologiczne studium części północnej osłony granitu Karkonoszy za pomocą metod trakowych. Arch. Miner., 32, p. 139–183, nr 2.
- KODYM O. (1976) – Neue Forschungsergebnisse im Moldanubikum Böhmens. Nova Acta Leopoldina N.F., 224, p. 11–22, nr 45.
- KOŚCIÓWKO H., MORAWSKI T. (1978) – Dokumentacja wynikowa otworu Świdna IG1. Arch. Inst. Geol. Wrocław.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1959) – Granitognejsy Wądroża Wielkiego. Arch. Miner., 21, p. 383–408, nr 2.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. (1965) – Granitognejsy Pogórza Iżerskiego. Arch. Miner., 25, p. 123–259, nr 1–2.
- KRYZA R. (1981) – Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Geol. Sudetica, 16, p. 7–100, nr 1.
- LIS J., SYLWESTRZAK H. (1978) – Opracowanie geochronologiczne K–Ar skał z obszaru Polski. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- LORENC S. (1984) – Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. Geol. Sudetica, 18, p. 61–122, nr 1.
- MACIEJEWSKI S., MORAWSKI T. (1979) – Metamorphism in Lower Silesia. Biul. Inst. Geol., 318, p. 25–42.
- MALKOVSKY M. i in. (1974) – Geologie české Křídové pánve a jejího pódloží. Ú.Ú.G. Praha.
- MORAWSKI T. (1973) – The Sowie Góry Area and its petrological problems. In: Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse, Silésie, p. 44–58, Warszawa.
- OBERC J. (1966) – Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Studia Geol. Pol., 20.

- OBERC J. (1972) – Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski, 4 Tektonika, cz. 2. Inst. Geol. Warszawa.
- OBERC-DZIEDZIC T., OBERC J. (1972) – Wspólne elementy serii łupków proterozoicznych w bloku izerskim, wschodnich Karkonoszach i Górach Kaczawskich. Biul. Inst. Geol., 259, p. 93–151.
- OPLETAL M. i in. (1980) – Geologie Orlických hor. Praha.
- PAUK F. (1953) – Poznámky ke geologii Orlických hor a Kralického Snežniku. Vest. Ú.Ú.G., 28, p. 193–212, nr 5.
- SACHANBIŃSKI M. (1973) – Mineralizacja apatytowa z Bystrzycy Górnej (Góry Sowie). Prz. Geol., 21, p. 401–402, nr 7.
- SAWICKI L. (1966) – Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego bez utworów czwartorzędowych. Inst. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W. (1972) – Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 6, p. 97–188.
- SMULIKOWSKI K. (1979) – Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Geol. Sudetica, 14, p. 7–76, nr 1.
- SUK M. i in. (1984) – Geological history of the territory of the Czech. Socialist. Republic. Prague.
- SVOBODA J. i in. (1964) – Regionalni geologia ČSRS. Praha.
- SZAŁAMACHA J. (1966) – Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. In: Z geologii Ziemi Zachodnich, 2, p. 129–136. Wrocław.
- TEISSEYRE H. (1973) – Geology of the Śnieżnik Mountain Group. In: Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse-Silésie, p. 59–73. Warszawa.
- TEISSEYRE J.H. (1973) – Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. Geol. Sudetica, 8, p. 7–118.
- UTZIG B. (1975) – Charakterystyka petrograficzna podłoża krystalicznego bloku przedsudeckiego na południe od Wrocławia. Kwart. Geol., 19, p. 35–46, nr 1.
- WINKLER H.G.F. (1967) – Die genese der metamorphen Gesteine. Berlin.
- WÓJCIK L. (1968) – The Strzelin granitoid massif and its cover. Biul. Inst. Geol., 227, p. 121–147.
- ZINKIEWICZ J. (1973) – Wyznaczanie wieku bezwzględnego metodą rubidowo-strontową. Prz. Geol., 21, p. 251–254, nr 5.
- ZOUBEK V. (1976) – Diskussionbeiträge zur Geochronologie und zum „moldanubischen“ Problem. Nova Acta Leopoldina NF., 224, p. 475–480, nr 45.
- ŻABA J. (1982) – Klasyfikacja i nomenklatura gnejsów i granitów bloku izerskiego (Sudety Zachodnie) – propozycja. Geol. Sudetica, 17, p. 141–154, nr 1–2.
- ŻABA J. (1984a) – Some remarks on Pre-Variscian contact metamorphism of rocks of the Izera block (Western Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 32, p. 73–80, nr 1–4.
- ŻABA J. (1984b) – Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu, Sudety Zachodnie. Geol. Sudetica, 19, p. 89–190, nr 1.
- ŻELAŻNIEWICZ A. (1976) – Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts. Geol. Sudetica, 11, p. 101–168, nr 1.
- ŻELAŻNIEWICZ A. (1978) – Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre, 26, p. 191–201, nr 3–4.
- ПЕЙВЕ А.В., ХАЙН В.Е., МУРАТОВ М.В. (1978) – Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, епипалеозойские платформы, альпиды. Москва.

Анджей ГРОХОЛЬСКИ

ПРОТЕРОЗОЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ПОЛЬШИ

Резюме

На юго-западе Польши платформа является краевым северо-западным фрагментом Чешского массива, а ее вариссийский (герцинский) фундамент — восточным отрезком Саксонско-Тюрингской зоны. В состав фундамента входят, в частности, отложения позднего протерозоя и раннего палеозоя. Обзор литературных данных, в том числе и результатов радиометрического и палеонтологического датирования протерозойских и нижнепалеозойских серий позволяет сделать следующие выводы:

1. Старшими по возрасту породами являются гнейсы Совьих гор. Они образовались из алевролитово-граувакковой серии и насыщены верхнепротерозойскими окаменелостями (главным образом *Acritarcha*). Самым ранним этапом деформации и регионального метаморфизма, вероятно, следует считать дальсландский (гренвильский) орогенез.

2. Младшие серии пород, палеонтологически определяемые как венд и нижний (или средний) кембрий, залегают в пределах Клодзко-Орлицкого свода, в Карконошско-Изерском блоке, в Качавских горах и Предсудетском блоке. В последних двух элементах они представлены диабазово-кератофировой серией, сопровождаемой зеленокаменными породами и филлитами (фиг. 1).

3. С диабазово-кератофировыми породами соприкасаются известняки (так наз. войцешовские), возраст которых по палеонтологическим данным (*Cambrotrypa sudetica* Guniá) определен как среднекембрийский, хотя уникальная форма коралла *Cambrotrypa* может свидетельствовать о нижнем кембрии.

4. Эти породы и сопутствующие им филлиты и серицитово-кварцевые сланцы в северном направлении переходят в высше литостратиграфическое звено свиты лужицких граувакк, в так наз. слои Каменз.

5. Перечисленные в пунктах 2—4 метаморфические породы осадочного и вулканического происхождения подверглись снятию, вероятно, в среднем или верхнем кембрии и в нижнем ордовике. Обе фазы складчатости разделялись гранитоидными интрузиями, датированными радиометрическими методами.

6. Все вышеперечисленные комплексы и серии пород были преобразованы в различные метаморфические фации, начиная с глубоких субфаций амфиболитовой фации на востоке рассматриваемой области до зеленокаменной на западе.

7. Ввиду отсутствия данных нет возможности датировать ультраосновные породы — серпентиниты и основные — габбро. Автор склонен относить эти породы к сериям диабазов и кератофиров верхнепротерозойско-нижнекембрийского возраста. Как нам кажется, на это указывают включения пикритов в диабазах, зеленокаменных пород и кератофиров, пробуренных в Предсудетском блоке к западу от Вроцлава.

8. В Чешском массиве самые низы палеозоя, лежащие на верхнепротерозойских отложениях, представлены континентальными конгломератами и песчаниками свиты Жнтец—Глубош, считающимися нижнекембрийскими, хотя в них нет морской фауны. Несомненно среднекембрийская трилобитовая фауна присутствует в вышележащей свите Йинце. На верхний кембрий приходится интенсивное развитие субсеквентного кислого субареального вулканизма. Эти факты сообщаются с информацией о возрасте гранитоидных интрузий, приводимой ниже (пункт 9).

9. Интрузии гранитоидов, согласно радиометрическим данным, имели место в верхнекембрийское—нижнеордовикское время. Они подверглись сильному нажиму и перекристаллизации в ордовике и в более поздние времена.

10. Далеко идущая аналогия возраста и процесса эволюции пород в Клодзко-Орлицком своде, Карконошско-Изерском блоке и в Предсудетской области позволяет сделать вывод о том, что сравниваемые области являются фрагментами одной и той же структуры, состоящей из суперкрупных комплексов, смятых в складки и регионально метаморфизованных еще до верхнего кембрия. Существенным компонентом этой структуры являются гранитоидные интрузии, обнаженные в настоящее время так же как и вся структура на разных уровнях эрозионного разреза (фиг. 2).

11. Тектонические процессы, позднейшие чем сардийские (гранпианские, алтайские, сабирские), привели к тому, что в структуре Судет рядом расположены различно метаморфизованные породы, а также палеозойские серии различного фациального состава. Эти проблемы будут рассмотрены в следующей статье, темой которой послужит развитие и дифференцированность палеозойских пород на юго-западе Польши.

Andrzej GROCHOLSKI

THE PROTEROZOIC AND LOWER PALEOZOIC OF SOUTH-WESTERN POLAND

Summary

The platform of south-western Poland represents a marginal, north-eastern fragment of the Bohemian Massif, and its Variscan (Hercynian) basement – eastern section of the Saxo-Thuringian Zone. The basement comprises various strata, including Upper Proterozoic and Lower Paleozoic rocks. Conclusions drawn from a review of the published data, including radiometric and paleontological datings of Upper Proterozoic and Lower Paleozoic series, are as follows:

1. The rock complex defined as the oldest, comprises gneisses of the Sowie Góry block, formed of a mudstone-graywacke series and yielding Upper Proterozoic microfossils (mainly *Acritarcha*). The earliest stage of deformations and regional metamorphism may be related to the Dalslandian (Grenville) orogeny.

2. Younger rock series, paleontologically dated at the Vendian and Lower (or Middle) Cambrian, occur in the Kłodzko – Góry Orlickie Mts dome, Karkonosze Izera block, Góry Kaczawskie Mts region, and Fore-Sudetic Block. In the two latter units they are represented by diabase-keratophyre series and accompanying greenstones and phyllites (Fig. 1).

3. Limestones (so-called Wojcieszów Limestones), interfingering with the diabase-keratophyre series, are dated at the Middle Cambrian on the basis of the record of *Cambrotrypa sudetica* Gunia. However, this unique fossil may be also of the Lower Cambrian age.

4. The above rocks and accompanying phyllites and sericite-quartz schists gradually pass north-westwards into higher lithostratigraphic members of the Lusation Graywacke Formation, so called Kamenz Beds.

5. The above mentioned (points 2–4) metamorphic strata of sedimentary and volcanic origin probably became folded in Middle and Late Cambrian and Early Ordovician times. Foldings has taken place in two phases, separated by time of origin of granitoid intrusions (for which radiometric datings are available).

6. The above rock complexes and series have been subjected to metamorphism varying from deep schistofacies of the amphibolite facies in eastern part of the studied area to the greenstone facies in the western part.

7. Data which would make possible dating of ultramafic (serpentinites) rocks and basic ones (gabbros) are still missing. The Author is inclined to interpret the rocks as related to the Upper Proterozoic–Lower Cambrian diabase-keratophyre series. This point of view seems supported by records of picrites among diabases, greenstones, and keratophyres found by drillings in area of the Fore-Sudetic Block, west of Wrocław.

8. In area of the Bohemian Massif, the lowermost Paleozoic rocks resting on the Upper Proterozoic are represented by continental conglomerates and sandstones of the Žitce–Hluboš Formation. The rocks are assigned to the Lower Cambrian but this dating is not supported by any record of marine fauna. Undoubtful Middle Cambrian trilobite fauna is known from the overlying Jince Formation. The Late Cambrian was the time of intense volcanic activity, interpreted as subsequent acid subaerial volcanism. This agrees with the below given (point 9) information on the age of the granitoid intrusions.

9. Radiometric data show that granitoid intrusions originated in Late Cambrian–Early Ordovician times. The intrusions became subjected to strong stresses and recrystallization in the Ordovician and thereafter.

10. Striking similarities in age and evolution of rocks of the Kłocko–Góry Orlickie Mts dome, Karkonosze–Izera Block, and Fore-Sudetic area indicate that these areas represent fragments of a single structure built of supracrustal complexes folded and subjected to regional metamorphism already before the Late Cambrian. Granitoid intrusions, exposed nowadays similarly as the whole structure at various levels of erosional truncation (Fig. 2), represent important components of the structure.

11. Tectonic movements younger than the Sardinian (Grampian, Altai, Sairian) are responsible for juxtaposition of strata differing in degree of metamorphism and (in the case of Palaeozoic ones) facies development, in the present structure of the Sudety Mts. These questions will be discussed in a separate paper, dealing with development and differentiation of Paleozoic rocks of south-western Poland.