

Krystyna KURALOWA

## Kontakt starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z gnejsami izerskimi między Kościelnikami Średnimi i Olszyną Lubańską

### WSTĘP

Jedna z największych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich — blok karkonosko-izerski — graniczy od północy ze starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich. Na starszych mapach geologicznych G. Berga (1935 *a, b*) i E. Zimmermanna (1932) obie te jednostki zostały na przeważającej przestrzeni oddzielone od siebie wielką linią dyslokacyjną o ogólnym kierunku biegu WNW-ESE. Dyslokację tę określa się w literaturze mianem głównego uskoku śródsudeckiego. Nazwę tę wprowadził po raz pierwszy G. Berg (1912). Według jego poglądów miała to być wielka, graniczna linia tektoniczna, oddzielająca dwie różne części głębszego podłoża Sudetów (G. Berg, 1935 *d*). Jednakże już analiza map geologicznych G. Berga i E. Zimmermanna nasuwa wątpliwości co do wielkości i ciągłości tejże linii.

Badania geologiczno-petrograficzne wykonane w ciągu ostatnich kilkunastu lat podważają pogląd o istnieniu uskoku między blokiem karkonosko-izerskim i starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich, przynajmniej w sensie wielkiej płaszczyzny tektonicznej.

Z prac o charakterze ogólnym, dotyczących kontaktu starszego paleozoiku Gór Kaczawskich ze skałami bloku karkonosko-izerskiego, wymienić należy opracowania J. Oberca (1960 *a, b*, 1961, 1964). Zdaniem tego autora tak zwany główny uskoc śródsudecki, określanym przez niego mianem „głównej sudeckiej dyslokacji diagonalnej”, stanowi kompleks równoległych dyslokacji, związanych z fazą asturyjską; strefa uskoku powstała po przefalldowaniu starszego paleozoiku w czasie ruchów młodokaledońskich, po jego nasunięciu na gnejsy izerskie oraz po późniejszej mylonityzacji gnejsów izerskich i przebudowie prekambryjskich fałdów Gór Izerskich. Jest to więc zdaniem J. Oberca strefa uskoców tnących starszy paleozoik kaczawski, nasunięty na blok izerski, przy czym powierzchnie uskoców „... są zawsze strome i zapadają bądź to ku północy, bądź też ku południowi”.

Opublikowane do tej pory prace szczegółowe dotyczące omawianej

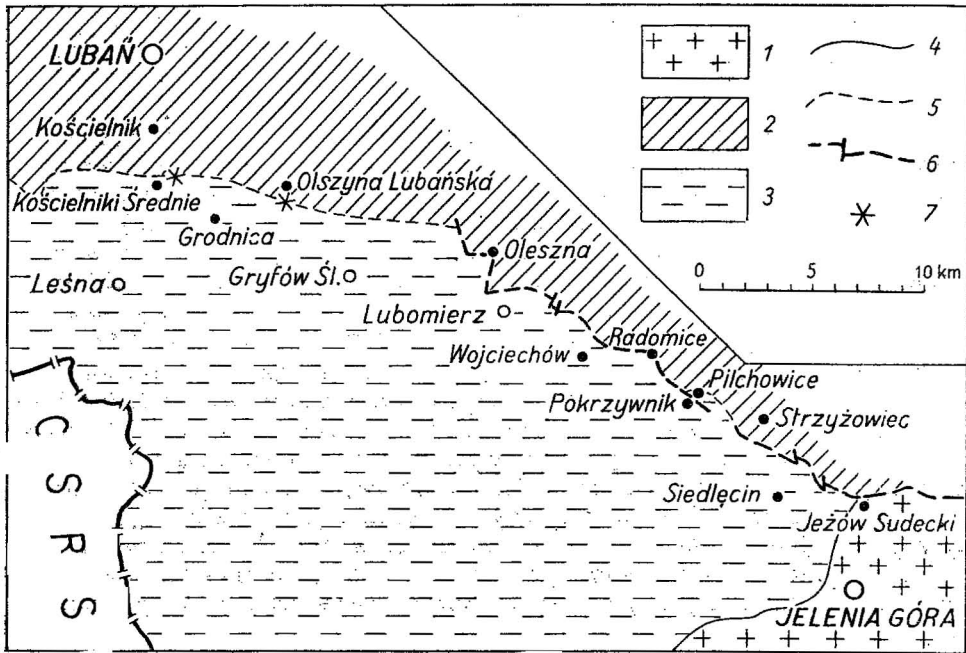


Fig. 1. Granica między kambro-sylurem kaczawskim i krystalnikiem izerskim według dotychczasowych opracowań kartograficznych

Boundary between the Cambro-Silurian of the Kaczawskie Mts. and the crystalline basement of the Izerskie Mts., according to the previous cartographical elaborations

1 — granit karkonoski; 2 — kambro-sylur kaczawski; 3 — krystalnik izerski; 4 — granice geologiczne stwierdzone; 5 — granice geologiczne przypuszczalne; 6 — dyslokacje przypuszczalne; 7 — lokalizacja opisanych odsłoneń

1 — Karkonosze granite; 2 — Kaczawa Cambro-Silurian; 3 — Iżera crystalline complex; 4 — geological boundaries ascertained; 5 — geological boundaries supposed; 6 — supposed dislocations; 7 — situation of the exposures described

strefy kontaktowej ograniczają się w zasadzie do wycinka terenu zawartego między Lubomierzem na zachodzie a Jeżowem Sudeckim na wschodzie (fig. 1). Z uwagi na dość bogaty materiał wnioski zawarte w tych publikacjach zebrane zostały w osobnym rozdziale.

Na zachód od Lubomierza, na mapach geologicznych G. Berga — arkusze Gryfów i Leśna (1935 a, b), tzw. główny uskópek śródsudecki został w niewielkich tylko fragmentach zaznaczony linią ciągłą. Na przeważającej części obszaru, z uwagi na znaczne przykrycie terenu utworami trzecio- i czwartorzędowymi, ma on charakter hipotetyczny. Na nowych mapach geologicznych (Gryfów, Leśna, Żalipie) główny uskópek śródsudecki nie znalazł potwierdzenia. Brak jest jednak publikacji na temat charakteru granicy pomiędzy gnejsami izerskimi a starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich na obszarze na zachód od Lubomierza.

W czasie prac kartograficznych prowadzonych przez autorkę artykułu w latach 1957—59 na obszarze arkusza Leśna kontakt między gnejsami izerskimi a filitami Gór Kaczawskich był między innymi przedmiotem badań terenowych, a w latach 1960—1965 — kameralnych.

### DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA STREFĘ KONTAKTOWĄ FILITÓW GÓR KACZAWSKICH I GNEJSÓW IZERSKICH MIĘDZY LUBOMIERZEM A JEŻOWEM SUDECKIM

Do pierwszych publikowanych prac z lat powojennych zajmujących się m.in. zagadnieniem kontaktu gnejsów izerskich ze starszym paleozoikiem Gór Kaczawskich należy praca J. Gierwielańca (1956) omawiająca budowę geologiczną północnych okolic Lubomierza. Autor poddaje w niej w wątpliwość pogląd G. Berga na istnienie granicy tektonicznej między filitami kaczawskimi i gnejsami izerskimi. Sugeruje on, że kontakt między obu wymienionymi seriami skalnym może być termiczny, chociaż nie wyklucza również możliwości metamorfizmu dyslokacyjnego.

W 1957 r. opublikowana została praca W. Schmuck, w której autorka przedstawiła wyniki badań geologicznych wykonanych w strefie kontaktowej łupków i gnejsów w okolicy Pilchowic oraz na północ od Lubomierza. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji autorka stwierdziła, że przejście tzw. filitów kaczawskich w gnejsy izerskie jest stopniowe. Brak w tej strefie śladów sztywnych deformacji w postaci „... intensywnych spękań, zbrektonowania, luster tektonicznych”. Stąd wysunięty został wniosek, że na zbadanym przez nią terenie „... seria osadowa uległa zmianom metasomatycznym pod wpływem sąsiedztwa magmy granitowej”.

W oparciu o prace wyżej wymienionych autorów H. Teisseyre w 1957 r. przyjął, że omawianej dyslokacji nie ma, bądź też, o ile istnieje to nie w postaci wielkiej i ciągłej linii uskokowej. W pracy z 1956 r. tenże autor przyjął możliwość nasunięcia „... elementów strefy północnej ku południowi...”.

Badania geologiczne okolic Lubomierza przeprowadzone przez J. Milewicz (1962) wskazują na metasomatyczną feldspatyzację łupków staropaleozoicznych, występujących na kontakcie z gnejsami izerskimi.

W pracy H. R. v Gaertnera (1964) dotyczącej wieku gnejsów izerskich podana jest budowa geologiczna okolicy Pilchowic. Autor stwierdza istnienie silnej feldspatyzacji na granicy gnejsów izerskich i sąsiadujących z nimi od północy łupków. Obserwując zaś słabo zmetamorfizowany wapień z kamieniołomu na NE od Pokrzywnika, budujący bezpośredni strop strefy kontaktowej, dochodzi do wniosku, że jest on młodszy od postmagmatycznych przeobrażeń i feldspatyzacji gnejsów izerskich i towarzyszących im skał. Wapień ten odpowiada według niego najprawdopodobniej wapieniom wojcieszowskim i jest wieku kambryjskiego. Stąd gnejs izerski i związane z nim przemiany byłyby prekambryjskie.

W 1966 r. ukazała się praca Teresy Oberc-Dziedzic omawiająca kontakt metamorfiku izerskiego i paleozoiku kaczawskiego w okolicach Lubomierza. W wyniku przesłedzenia strefy kontaktowej między Oleszną Podgóorską a Wojciechowem autorka doszła do wniosku, że granica między obu wyżej wymienionymi seriami ma charakter uskoku. Za obecnością na tym terenie uskoku przemawiają zdaniem autorki między innymi „... wywalcowanie leukogranitu na odcinku zachodnim, na odcinku wschodnim natomiast znamiona kataklazy, chlorytyzacja biotyty i częściowo granatu, słabnąca z odległością od uskoku, obecność rozartego

materiału, który przy wietrzeniu łatwo przechodził w gliny, w końcu brak kontaktów o charakterze termicznym, czy objawów metasomatozy w łupkach staropaleozoicznych”.

Ostatnią publikacją dotyczącą omawianego tematu jest opracowanie J. Gorczycy-Skały (1966), w którym autorka przedstawia wyniki badań strukturalnych na obszarze granicznym między Górami Kaczawskimi a Pogórzem Izerskim, na odcinku między Pilchowicami i Jeżowem Sudeckim. W wyniku przebadania czterech profilów (w Pilchowicach, Strzyżowcu, Siedlęcinie i Jeżowie Sudeckim) autorka ustaliła, że łupki kontaktujące bezpośrednio z gnejsami na S od Nielestna i Strzyżowca związane są z filitami kaczawskimi stopniowym przejściem, co przemawia za ich przynależnością do tego samego kompleksu suprakrustalnego. Według tej autorki w strefie przejściowej brak jakichkolwiek śladów dyslokacji. Silna feldspatyżacja łupków ze strefy granicznej z gnejsami wskazuje na metasomatyczny charakter kontaktu. Towarzyszące filitom wtarcenia wapieni krystalicznych zostały oznaczone na podstawie fauny jako kambr. Fility leżące na wapieniach reprezentują najprawdopodobniej wyższą część kambru i ordowiku. Badania lineacji w rejonie kaczawskim i izerskim nie wykazały różnic wiekowych. Obserwowane fakty zgodności lineacji w obu regionach, stopniowe przejście od gnejsów izerskich do filitów kaczawskich wskazują na to, że główne deformacje zachodziły jednocześnie w obu regionach. Na zbadanym obszarze J. Gorczyca-Skała wyróżniła trzy lineacje:  $B_1$  — reprezentowaną głównie przez linijne wydłużenie ziarn i agregatów mineralnych,  $B_2$  — reprezentowaną przez zmarszczki i mniejsze fałdy, powiązane często z pęknięciami i  $B_3$  — występującą w postaci ostro zarysowanych mniejszych fałdów. Dwie ostatnie lineacje są zdaniem autorki prawdopodobnie związane genetycznie z dwoma różnymi systemami uskoku, przy czym oba systemy powstały w czasie cyklu waryscyjskiego i zostały odmłodzone w czasie ruchów podolnokredowych. Według J. Gorczycy-Skały uskoki młodszego systemu o kierunku NW-SE, występujące w strefie organicznej między kompleksem kaczawskim i izerskim, tworzą specjalną grupę. Nie zawsze występują one na granicy między filitami kaczawskimi i gnejsami izerskimi. Czasem ciągną się wewnątrz gnejsów lub filitów, utrzymując swój generalny bieg — równoległy do rozciągłości warstwy lub do kierunku foliacji, kiedy indziej biegną skośnie do granicy gnejsów i łupków.

#### KONTAKT FILITÓW KACZAWSKICH Z GNEJSAMI IZERSKIMI W OKOLICY KOŚCIELNIK ŚREDNICH

Prace kartograficzne prowadzone przez autorkę w latach 1957—59 pozwoliły na ustalenie charakteru granicy między filitami kaczawskimi i gnejsami izerskimi na obszarze między Kościelnikami Średnimi i Olszyną Lubańską.

Omawiany obszar leży na pograniczu dwóch wielkich jednostek geologicznych. Północną część obszaru budują fility Gór Kaczawskich, południową zaś gnejsy izerskie wchodzące w skład bloku karkonosko-izerskiego (fig. 3). Skały podłoża krystalicznego nie tworzą tu większych wychodni. Leżą pod nadkładem utworów czwartorzędowych (o bliżej nie

określonej miąższości) wykształconych w postaci plejstoceńskich żwirów rzecznych, glin polodowcowych oraz żwirów i piasków akumulacji rzeczno-lodowcowej. Wyjątek stanowią tu jedynie gnejsy granodiorytowe, które odsłaniają się kilkakrotnie wzdłuż potoku płynącego z Grodnicy, poprzez Kościelniki Średnie i dalej ku północnemu zachodowi do Kwisy.

Nakreślona przez G. Berga na mapach geologicznych (1935 a, b) linie tzw. głównego uskoku śródsudeckiego śledzono przy pomocy wkopów.

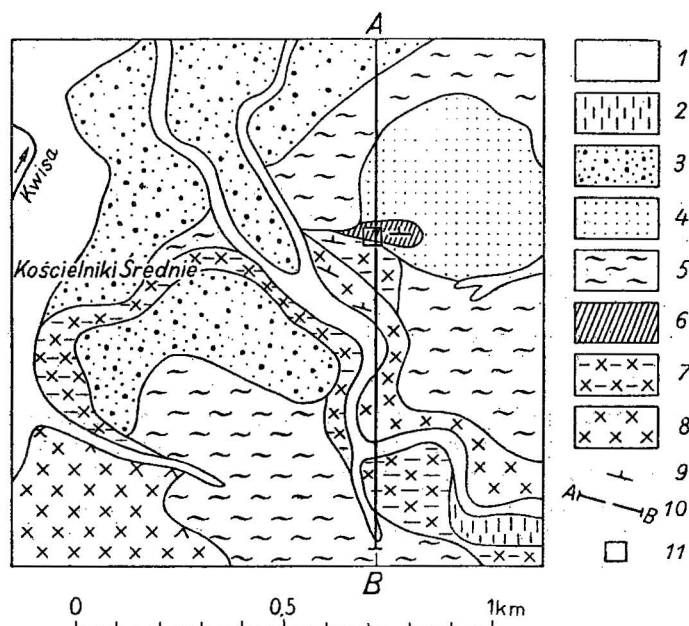


Fig. 2. Mapka geologiczna okolic Kościelnik Średnich  
Geologic map of the vicinity of Kościelniki Średnie

Holocen: 1 — osady dolinne; plejstocen: 2 — gliny deluwialne; 3 — piaski i żwiry tarasów nadzalewowych; 4 — piaski i żwiry fluwioglacjalne; 5 — gliny zwalowe; kambro-sylur: 6 — fility i łupki strefy kontaktowej; prekamb: 7 — gnejsy cienko laminowane; 8 — gnejsy granodiorytowe; 9 — bieg i upad warstw; 10 — linia przekroju geologicznego; 11 — lokalizacja opisanego odsłonięcia  
Holocene: 1 — deposits of valley bottoms; Pleistocene: 2 — talus tills; 3 — sands and gravels of over-flood terraces; 4 — fluvoglacial sands and gravels; 5 — boulder clays; Cambro-Silurian: 6 — phyllites and schists of contact zone; Pre-Cambrian: 7 — thin-laminated gneisses; 8 — granodiorite gneisses; 9 — direction and dip of beds; 10 — lines of geological cross section; 11 — situation of the exposure described

Niestety, nie dały one spodziewanych rezultatów ze względu na przekraczającą 2,5 metra miąższość osadów czwartorzęd. Jedynie na południe od Wsi Olszyna Lubańska, w miejscu gdzie na mapie geologicznej G. Berga (ankusz Gryfów) uskoki zostały zaznaczone liniami ciągłymi, udało się na niewielkiej stosunkowo przestrzeni prześledzić kontakt filitu z gnejsami. Drugie lepiej odsłonięte miejsce, w którym śledzono kontakt obu skał,

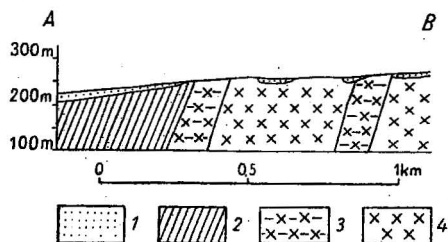
znajduje się około 150 m na południe od zaznaczonej na mapie (arkusz Leśna) linii omawianego uskoku, przy drodze prowadzącej z Kościelnik Średnich do Grodnicy (fig. 1). Ponieważ w obu wymienionych punktach obserwowano analogiczną sytuację, opis strefy kontaktowej między filitami a gnejsami podano jedynie z okolic Kościelnik Średnich.

Fig. 3. Przekrój geologiczny przez okolice Kościelnik Średnich

Geological cross section through the vicinity of Kościelniki Średnie

1 — osady czwartorzędowe; 2 — fility i łupki strefy kontaktowej; 3 — gnejsy cienko laminowane; 4 — gnejsy granodiorytowe

1 — Quaternary deposits; 2 — phyllites and schists of contact zone; 3 — thin-laminated gneisses; 4 — granodiorite gneisses



### GNEJSY IZERSKIE

Skąły występujące na południe od strefy kontaktowej należą do gnejsów Pogórza Izerskiego. Według dawnych poglądów miały to być skały pochodzenia wyłącznie magmowego. W świetle obecnych badań najbardziej słuszny wydaje się pogląd o częściowo magmowym, a częściowo granityzacyjnym pochodzeniu gnejsów izerskich (M. Koch-Kozłowska, 1965). Obecnie przypisuje się tym skałom wiek prekambryjski. Wśród gnejsów izerskich wyróżnić można szereg odmian. Niżej opisane będą dwie odmiany, które występują w Kościelnikach Średnich w sąsiedztwie filitów Gór Kaczawskich.

**Gnejsy granodiorytowe.** Ten typ gnejsu został po raz pierwszy wyodrębniony spośród gnejsów izerskich w okolicy Leśnej przez M. Koch-Kozłowską (1961) i określony jako ciemne gnejsy z Leśnej. W trakcie prac kartograficznych stwierdziłam obecność tego typu gnejsów również w innych miejscach obszaru Leśna, m.in. także w Kościelnikach Średnich. Jest to skała ciemno zabarwiona, złożona z szarych skałeni, kwarcu i licznych blaszek biotyту, wyprasowanych najczęściej w plastery. Tekstura tej skały jest zazwyczaj słojuowo-oczkowa, chociaż spotyka się również partie skatakłazowane a nawet zmylonityzowane.

Pod mikroskopem obserwuje się mniejszą niż u innych odmian gnejsu izerskiego zawartość kwarcu (cecha charakterystyczna), daleko posunięty proces serycytyzacji starszych generacji skałeni, oraz silną albityzację mikroklinu, który często przechodzi w albit szachownicowy.

Gnejsy granodiorytowe z Kościelnik Średnich wykazują silne zaangażowanie tektoniczne. W tym samym łomie stwierdzono obok odmian słojuowo-oczkowych również partie mylonityczne. Pod mikroskopem partie skalne o teksturze słojuowo-oczkowej wykazują często silne rozdrobnienie ziarn kwarcu, które utworzyły drobną mozaikę. Skalenie reprezentowane są głównie przez plagioklasy silnie przeobrażone i przetkane licznymi, drobnymi kryształkami z grupy epidotu oraz łuseczkami serycytu. Najsilniej zserycytyzowane plagioklasy zostały niekiedy wywalcowane w pas-

ma. Osobniki plagioklazów nie przeobrażonych są bardzo nieliczne. Skaleń alkaliczny występuje w ilościach stosunkowo niewielkich. Jest to mniej lub więcej przeobrażony mikroklin ulegający albityzacji. Część osobników przeszła całkowicie w albit szachownicowy. Łyszczyki reprezentowane są zarówno przez biotyt, jak i muskowit. Biotyt występuje najczęściej w postaci dużych blaszek, sporadycznie przetkanych gęstą siatką sagenitową. Niektóre blaszki biotytowe uległy częściowo muskowityzacji. Nowo powstałemu muskowitowi towarzyszą dość liczne osobniki minerałów z grupy epidotu oraz w niewielkich ilościach blaszki biotyty.

Partie skataklazowanego gnejsu granodiorytowego pobrane z tego samego łomu wykazują silne rozdrobnienie wszystkich składników mineralnych i całkowity brak dużych blaszek biotyty. Mineral ten występuje jedynie w postaci nielicznych blaszek o niewielkich wymiarach. Natomiast obserwuje się dwa rodzaje muskowitu; obok blaszek dość dużych, zupełnie czystych widać muskowit przetkany licznymi, drobnymi skupieniami czarnych tlenków żelaza. Ten ostatni powstał zapewne wtórnie z biotyty.

Partie mylonityczne z łomu w Kościelnikach Średnich przedstawiają makroskopowo obraz skały drobnoziarnistej, jasnoszarej o teksturze bezładnej. Pod mikroskopem widoczne jest silne roztrarcie ziarn, ich resorpcja i częściowa rekrytalizacja. Głównymi składnikami mineralnymi są: kwarc, plagioklaz, skaleń alkaliczny i muskowit. W małej ilości reprezentowany jest również biotyt i chloryt. Plagioklasy należą do albitu o zawartości około 10% anortytu i przetkane są licznymi, ale najczęściej pojedynczymi igiełkami serycytu. Ziarna mikroklinu cechuje proces kaolinizacji, niekiedy widać na nich nieregularne plamki pertytowe. Muskowit tworzy dość liczne blaszki, ale znacznie mniejsze niż w odmianach wyżej opisanych.

Gnejsy cienko laminowane. Między wyżej opisanymi gnejsami granodiorytowymi a strefą przejściową do filitów Gór Kaczawskich leży wąskie pasmo gnejsów cienko laminowanych. Przejście gnejsów granodiorytowych w gnejsy cienko laminowane jest stopniowe. Makroskopowo jest to skała ciemnoszara o wyraźnej kierunkowej teksturze, bogata w łyszczyki i najczęściej silnie zwietrzała. Zazwyczaj wyróżnić można wyraźne laminy jaśniejsze kwarcowo-skaleniowe, tworzące niekiedy zgrubienia w formie oczek, oraz opływające je fluidalnie, cieniutkie laminy ciemnoszare, a niekiedy zielonawoszare złożone z minerałów blaszkowych.

Obserwacje mikroskopowe gnejsów cienko laminowanych z Kościelnik Średnich wykazały silną kataklazę skały. Kwarc i skalenie — główne minerały budujące jaśniejsze i grubsze laminy — tworzą drobno zgranulowaną mozaikę, niekiedy częściowo zrekrystalizowaną. Wśród skaleni obserwuje się zarówno plagioklasy, jak i skaleń alkaliczny. Skalaniem alkalicznym jest mikroklin, który częściowo przeszedł w albit szachownicowy. Plagioklasy silnie zserycytizowane uległy wywalcowaniu w pasma. Osobniki nie przeobrażone są bardzo nieliczne. Ciemniejsze laminy minerałów blaszkowych zbudowane są z przerastających się plastrów serycytowo-muskowitowych, blaszek biotyty, chlorytu i tlenków żelaza. Serycyt powstał kosztem plagioklazów. Duże blaszki muskowitowe, przetkane dość licznymi skupieniami czarnych tlenków żelaza, są zapewne

wtórne po biotycie. Drobnoblaszkowy biotyt obserwowany w skale wykazuje silny pleochroizm o barwie ciemnozielonej i oliwkowej. Część biotyty uległa chlorytyzacji, przy czym nowo powstałemu chlorytowi towarzyszą skupienia tlenków żelaza oraz leukoksenu. Tlenki żelaza w postaci falistych lub poskręcanych smug oraz leukoksen wraz z drobnymi kryształkami zoizytu towarzyszą często laminom zbudowanym z minerałów blaszkowych.

### FILITY

Północną część strefy kontaktowej budują niskometamorficzne łupki zaliczane do kambro-syluru Gór Kaczawskich. Według panujących obecnie w geologii poglądów jest to seria skał osadowych młodszych od gnejsów izerskich, nasunięta na gnejsy od północy. Silne zakrycie terenu, jak i mała odporność tych skał na procesy wietrzenia utrudniają uzyskanie próbek odpowiednich do badań mikroskopowych. Włkopy wykonane w pobliżu kontaktu z gnejssem odsłoniły skałę silnie zwietrzałą, niejednokrotnie już w postaci gliny zwietrzelinowej z mniej lub więcej zachowaną teksturą łupkową. Czasami były to małe, cieniutkie i bardzo miękkie płytki o silnym, srebrzystym połysku i liściastej oddzielności, określone jako łupki serycytowo-kwarcowe. We wcinie kolejowej w Olszynie Lubańskiej, a więc nieco dalej na wschód, obserwowano skałę znacznie lepiej zachowaną dzięki większej zawartości ziarn kwarcu. Skałę tę cechuje duża twardość i cienkopłyściasta łupliwość, szara barwa i słaby połysk. Na podstawie badań mikroskopowych określono ją jako łupek kwarcytowy lub kwarcowo-muskowitowy. Obie wyżej wymienione odmiany łupków, a więc łupki serycytowo-kwarcowe i kwarcowo-muskowitowe bądź kwarcytowe przelawicają się wielokrotnie i trudno je na mapie rozdzielić. Obie te odmiany charakteryzuje drobne ziarno, barwa szara z odcieniem srebrzystym lub zielonkawym, słabszy lub silniejszy połysk i wyraźna, równoległa łupliwość. Niekiedy obserwuje się wyraźną laminację skały, przy czym laminy zbudowane głównie z kwarcu mają barwę jaśniejszą i większą miąższość, zaś laminy bogate w minerały blaszkowe są ciemniejsze i cieńsze. Twardość skały uzależniona jest od ilości minerałów łuseczkowych występujących w skale.

Pod mikroskopem fility przedstawiają obraz skały drobnoziarnistej, częściowo zrekrystalizowanej. Niektóre ziarna są linearnie wyciągnięte (tabl. I, fig. 4). Laminy szersze, jaśniejsze zbudowane są z mozaiki kwarcowo-skalenkowej, węższe głównie z minerałów łuseczkowych. Laminy biegają równolegle, niekiedy jednak są mniej lub więcej pofałdowane. Skałen reprezentowany jest przez plagioklaz, głównie albit, rzadziej oligoklaz. Laminy zbudowane z minerałów łuseczkowych są niekiedy tak drobnoblaszkowe, że określenie ich składu mineralnego przy pomocy mikroskopu polaryzacyjnego nastęrcza duże trudności. Najprawdopodobniej główny składnik jest serycytem. W małej ilości stwierdzono także biotyt oraz nieco chlorytu powstałego jego kosztem. W odmianach nieco grubiej krystalicznych widać wyraźnie niezbyt duże, silnie wydłużone blaszki muskowitu. Laminom minerałów łuseczkowych towarzyszą wydzielienia leukoksenu oraz tlenków żelaza.



Opisane odmiany łupków kwarcytowych bądź kwarcowo-muskowitowych z Olszyny Lubańskiej, zaliczane do filitów Gór Kaczawskich, przypominają w wielu przypadkach prekambryjskie łupki pasma Złotnik Lubańskich, należące do krystalinikum Gór Izerskich. Podobieństwo to widoczne jest zarówno przy obserwacjach makroskopowych, jak i mikroskopowych. Obserwował je też G. Berg, który w objaśnieniach do arkusza Stara Kamienica (1935 c) zwrócił uwagę na wyższy stopień krystalizacji łupków południowej krawędzi obszaru filitowego. Autor ten silniejszą krystalizację tych skał przypisywał z jednej strony krążeniu wód termalnych, związanych ze strefą uskokową, z drugiej zaś — uwzględniał możliwość, iż łupki graniczące bezpośrednio z gnejsami nie są genetycznie związane z filitami Gór Kaczawskich, lecz należą do wtrąceń łupków łyszczykowych w gnejsach. W tym ostatnim przypadku główny uskók śródsudecki, stanowiący granicę między filitami kaczawskimi a gnejsami izerskimi, przebiegałby nieco dalej na północ. Opublikowane niedawno (1966) badania J. Gorczyca-Skały, m.in. znalezione przez autorkę i oznaczone przez T. Gunię fragmenty prymitywnych koralii z grupy *Cambrotrypa* wykazały, że towarzyszące filitom (sąsiadującym z gnejsami izerskimi) wtrącenia i soczewki wapieni znalezione między Lubomierzem i Jeżowem Sudeckim odpowiadają wapieniom wojcieszowskim i przynajmniej ich część stropowa należy do środkowego kambru. Stąd J. Gorczyca-Skała przyjęła, że szare fility leżące na wapieniach reprezentują najprawdopodobniej wyższą część kambru i ordowik, zaś łupki leżące poniżej wapieni krystalicznych mogą reprezentować eokambr. Tym samym udowodniony został staropaleozoiczny wiek filitów kontaktujących od południa z gnejsami.

#### ŁUPKI STREFY KONTAKTOWEJ

Kontakt filitów Gór Kaczawskich z gnejsami Pogórza Izerskiego zaobserwowano w punkcie leżącym około 500 m na ENE od kościoła w Kościelnikach Średnich (fig. 2), wzdłuż drogi polnej prowadzącej do Grodnicy. Mimo że długość odsłonięcia wynosi około 100 m, miąższość obserwowanej strefy waha się w granicach od kilku do kilkunastu metrów, ponieważ odsłonięcie ma kierunek E—W, a bieg i upad warstw wynosi 275—280/70° N.

Idąc wzdłuż drogi ze wschodu na zachód obserwowano początkowo glinę zwietrzelinową filitu, następnie miękkie, silnie zwietrzałe, bogate w minerały łuseczkowe filit, dalej nieco grubiej krystaliczne, twarde, laminowane łupki, pocięte kilkakrotnie białymi żyłami kwarcowo-skaleniovymi, które intrudowały zgodnie z foliacją skały. Laminowane łupki składają się z cienkich lamin minerałów łuseczkowych, poprzedzielanych grubszymi (około 1 mm) laminami o barwie białej lub kremowej. Te ostatnie tworzą niekiedy zgrubienia w formie soczewek.

Obserwacje mikroskopowe tej skały ukazały jej silną kataklazę oraz częściową rekrystalizację. Pierwotna tekstura kierunkowa uległa silnym zaburzeniom. Laminę łyszczykową zostały porozrywane i powyginane, minerały łuseczkowe roztarte na drobną miazgę. Między mniej lub więcej porozrywanymi laminami łyszczykowymi obserwuje się drobno zgranulowaną masę kwarcowo-skaleniovą. Obok ziarn drobno zgranulowanych wi-

dać stosunkowo duże osobniki skalenia, rzadziej kwarcu (tabl. I, fig. 5). Wtórne skalenie cechuje najczęściej daleko posunięty proces serycycyzacji. Skaleń reprezentowny jest przez polisyntetycznie zbliźniaczony albit, którego prążki bliźniacze często są spękane, powyginane, a nierzadko poprzesuwane. Jakkolwiek sfeldspatyzowany łupek kwarcowo-łyszczykowy makroskopowo przypomina gnejs cienko laminowany, to jednak badania mikroskopowe nie wykazały w nim obecności skalenia alkalicznego. Jasny łyszczyk reprezentowany jest głównie przez serycyt oraz przez nieco grubiej krystaliczny muskowit. Podobnie jak w filitach z obszaru położonego dalej na północ od strefy kontaktowej, tak i tutaj można obserwować biotyt, częściowo przeobrażony w chloryt. W łupkach ze strefy kontaktowej jest on reprezentowany nieco liczniej. Cechuje go silny pleochroizm w barwach jasnosłonekowej i ciemnooliwkowej. Minerálom łuszczkowym towarzyszą dość liczne, różnego kształtu skupienia tlenków żelaza i leukoksenu. Kwarc drobno zgranulowany cechuje mozaikowe wygaszanie światła, osobniki większe — wygaszanie faliste.

Białe żyły przecinające sfeldspatyzowany łupek kwarcowo-łyszczykowy, zbudowany z drobnych ziarn skalenia i kwarcu, są wyraźnie złupkowane. Pod mikroskopem widać drobno- lub bardzo drobno zgranulowaną masę kwarcowo-skaleniovą o ziarnach linearnie wyciągniętych (tabl. I, fig. 6). To wydłużenie ziarn zgodnie zorientowanych nadaje skale teksturę kierunkową. Skalenie reprezentowane są przez tektonicznie zaangażowany albit, występujący zarówno w masie drobno zgranulowanej, jak i w postaci pojedynczych osobników większych. Poza kwarcem i albitem obserwuje się drobne blaszki biotytu, a sporadycznie także powstający kosztem albitu serycyt. Biotyt cechuje silny pleochroizm o barwie bladოსłonekowej i intensywnie zielonej. Nieco liczniejsze niż łyszczyki są czarne i brunatne, różnego kształtu skupienia tlenków żelaza i leukoksenu.

Opisane wyżej łupki powstałe przez przeobrażenia filitów oraz fility ku północy i wschodowi chowają się na przestrzeni niewielu metrów pod czapę żwirów rzeczno-lodowcowych. Wykonane w niewielkiej odległości od opisanej strefy kontaktowej wkopy nie przebiły utworów czwartorzędowych. Ku zachodowi strefa kontaktowa przykryta jest gliną zwalową.

#### WNIOSKI

Z wyżej przedstawionego przeglądu kilku wycinków strefy kontaktowej gnejsów izerskich ze staropaleozoicznymi skałami Gór Kaczawskich wynikają następujące wnioski:

Strefa kontaktu krystaliniku izerskiego ze starszym paleozoikiem kaczawskim na odcinku wschodnim, a więc między Jeżowem Sudeckim i Pilchowicami (W. Schmuck, 1957; H. R. v Gaertner, 1964; J. Gorczyca-Skała, 1966) nie wykazuje śladów dyslokacji, które wskazywałyby na granicę tektoniczną. Natomiast obserwuje się silną feldspatyzację łupków strefy kontaktowej, związaną ze zjawiskiem metasomatozy.

W środkowej części strefy kontaktowej w okolicach Lubomierza, a więc nieco dalej na NW od wyżej wspomnianego wycinka wschodniego, obserwuje się metasomatyczną feldspatyzację łupków (J. Milewicz, 1962), bądź też przyjmuje się brak objawów metasomatozy w łupkach staropa-

leozoicznych (T. Oberc-Dziedzic, 1966) i na tej podstawie granicę o charakterze uskoku.

Zachodni wycinek strefy kontaktowej zbadany przez autorkę, leżący w okolicy Kościelnik Średnich, podobnie jak pierwszy nie wykazał przesłanek geologicznych pozwalających na przyjęcie granicy tektonicznej. Brak tu intensywnych spękań, ślizgów czy też zbrekcjonowania. Objawy zaangażowania tektonicznego obserwowane pod mikroskopem są zjawiskiem dość powszechnym zarówno wśród gnejsów izerskich, jak i filitów staropaleozoicznych, nie stanowią więc dowodu na istnienie w tym miejscu uskoku. Ma tu miejsce natomiast feldspatyżacja łupków wskazująca na proces metasomatozy.

Uskok w obrębie strefy kontaktowej, na samej granicy krystaliniku izerskiego i staropaleozoicznych filitów kaczawskich, śledziła jedynie na niewielkim wycinku T. Oberc-Dziedzic (1966). O uskokach w obrębie samych gnejsów lub filitów pisze J. Gorczyca-Skała (1966). Nigdzie jednak na zbadanym obszarze nie udało się wysledzić większej, ciągłej strefy dyslokacyjnej, oddzielającej krystalinik izerski od starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Nie wyklucza to jednak możliwości istnienia takiej strefy. Późniejsza metasomatoza, obserwowana obecnie na wszystkich dotychczas szczegółowiej badanych obszarach strefy kontaktowej, mogła jednak zabiżnić wcześniejsze od siebie uskoki.

Oddział Dolnośląski Instytutu Geologicznego  
Wrocław, Al. Jaworowa 19

Nadesłano dnia 12 grudnia 1967 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BERG G. (1912) — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Kupferberg. Erläuterungen. Berlin.
- BERG G. (1935a) — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Greiffenberg am Queis. Berlin.
- BERG G. (1935b) — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Marklissa. Berlin.
- BERG G. (1935c) — Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen, Blatt Altke-mnitz. Berlin.
- BERG G. (1935d) — Erläuterungen zur geol. Karte von Preussen, Blatt Greiffenberg am Queis. Berlin.
- BERG G. (1935e) — Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen, Blatt Mar-klissa. Berlin.
- GAERTNER H. R. v. (1964) — Einige Beobachtungen zum Alter des Isergneises. Neues Jahrb. für Geol. u. Paläont., nr 5. Stuttgart.
- GIERWIELANIEC J. (1956) — Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku. Biul. Inst. Geol., 3, nr 106. Warszawa.
- GORCZYCA-SKAŁA J. (1966) — Structural Research in the Boundary Area between the Kaczawa Mts. and the Iżera Region. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim., géol. et géogr., 14, nr 3. Warszawa.

- KOCH-KOZŁOWSKA M. (1961) — On the origin of the Iser Gneisses of Leśna in the West Sudeten. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim., géol. et geogr., 9, nr 3. Warszawa.
- KOCH-KOZŁOWSKA M. (1965) — Granitognejsy Pogórza Izerskiego. Arch. Mineral., 25, nr 1/2. Warszawa.
- MILEWICZ J. (1962) — Budowa geologiczna okolic Lubomierza. Kwart. geol., 6, p. 780—781, nr 4. Warszawa.
- OBERC J. (1960a) — Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Acta geol. pol., 10, p. 43—48, nr 1. Warszawa.
- OBERC J. (1960b) — Podział geologiczny Sudetów. Pr. Inst. Geol., 30, p. 309—354. Warszawa.
- OBERC J. (1961) — An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block. Zesz. nauk. U. Wrocł., [B], 8, p. 139—170. Wrocław.
- OBERC J. (1964) — Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Kwart. geol., 8, p. 478—490, nr 3. Warszawa.
- OBERC-DZIEDZIC T. (1966) — Kontakt krystalinikum izerskiego z paleozoikiem Качавским w okolicach Lubomierza. Z geologii Ziemi Zachodnich. Wrocław.
- SCHMUCK W. (1957) — Zagadnienie głównego uskoku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Acta geol. pol., 7, p. 25—38. Warszawa.
- TEISSEYRE H. (1956) — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Prz. geol. 4, p. 97—104, nr 3. Warszawa.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J. (1957) — Regionalna geologia Polski, 3, Sudety. z. 1. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- ZIMMERMANN E. (1932) — Geologische Karte von Preussen, 1 : 25 000, Blatt Altkenntz. Berlin.

Кристина КУРАЛЁВА

### КОНТАКТ ДРЕВНЕГО ПАЛЕОЗОЯ КАЧАВСКИХ ГОР С ЙИЗЕРСКИМИ ГНЕЙСАМИ МЕЖДУ СРЕДНИМИ КОСТЕЛЬНИКАМИ И ОЛЬШИНОЙ ЛЮБАНЬСКОЙ

#### Резюме

В процессе проведения картографических работ в пределах листа Леśна был прослежен контакт между филлитами Качавских гор на севере и гнейсами Йизерского погорья на юге.

По существующему до сих пор мнению обе эти серии разделяются большой вертикальной поверхностью дислокации, определяемой в литературе как главный среднесудетский сброс.

Наблюдения, произведенные автором в районе Средних Костельников и Ольшины Любаньской, показали, что на границе гнейсов и филлитов залегают сфельдшпатизированные сланцы, образовавшиеся во время метасоматоза филлитов. К югу эти сланцы постепенно переходят в тонкослоистые гнейсы, а они, в свою очередь, в гранодиоритовые гнейсы. На контакте филлитов и гнейсов не наблюдалось признаков дислокации, которые бы указывали на тектоническую границу.

Krystyna KURALOWA

**CONTACT OF THE OLDER PALAEOZOIC ROCKS OF THE KACZAWSKIE MTS.  
WITH THE IZERSKIE GNEISSES BETWEEN KOŚCIELNIKI ŚREDNIE AND  
OLSZYNA LUBAŃSKA**

Summary

When carrying on cartographical works within the area of Leśna sheet, the present author investigated the contact between the phyllites of the Kaczawskie Mts. in the north and the Pogórze Izerskie gneisses in the south.

According to the previous opinions both series were separated by a great vertical dislocation plane known in the literature as the Main Intra-Sudetic Fault.

The observations made by the author in the vicinity of Kościelniki Średnie and Olszyna Lubańska have demonstrated that at the gneiss-phyllite boundary, feldspathized schists occur, formed due to the metasomatism of phyllites. Towards the south, the schists gradually pass into thin-laminated gneisses, these in turn — into granodiorite ones. No traces of dislocation, which could point to a tectonical contact, have been found to occur at the phyllite-gneiss boundary there.

TABLICA I

- Fig. 4. Filit z przekopu kolejowego w Olszynie Lubańskiej. Nikole skrzyżowane pow. 80 ×  
Phyllite taken at the railway-cutting at Olszyna Lubańska. Crossed nicols, enl. × 80
- Fig. 5. Lupek sfeldspatyzowany z Kościelnik Średnich. Nikole skrzyżowane, pow. 80 ×  
Feldspathised schists from Kościelniki Średnie. Crossed nicols, enl. × 80
- Fig. 6. Żyła kwarcowo-skalenkowa z Kościelnik Średnich. Nikole skrzyżowane, pow. 80 ×  
Quartz-feldspar vein from Kościelniki Średnie. Crossed nicols, enl. × 80

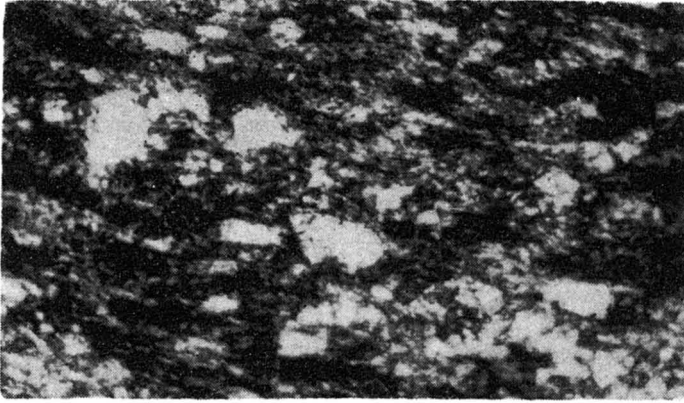


Fig. 4

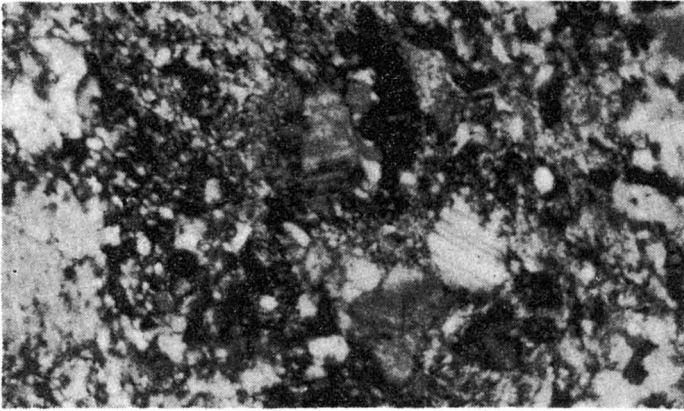


Fig. 5

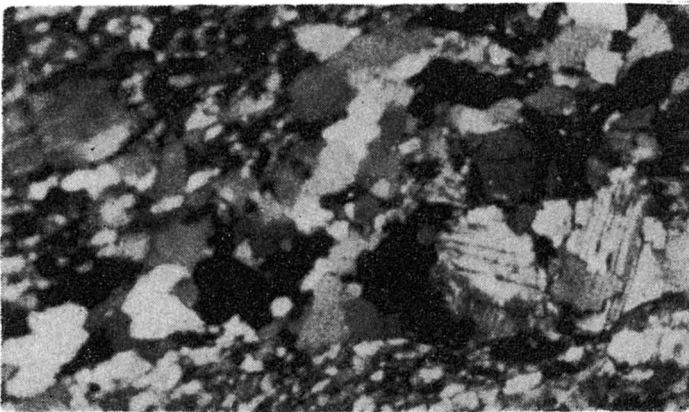


Fig. 6

Krystyna KURALOWA — Kontakt starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z gnejsami izerskimi