

Andrzej ŚLĄCZKA, Tadeusz WIESER

Łupki z egzotykami z warstw krośnieńskich w rejonie Baligrodu

WSTĘP

W pracy opisano łupki z egzotykami, występujące w warstwach krośnieńskich, w fałdzie Bóbrki—Rogów, na południowy zachód od Baligrodu. Jako egzotyki występują tutaj skały metamorficzne: fility, filitowe łupki łuszczkowe, kwarcyty, marmury oraz amfibolity. Ponadto spotyka się eoceńskie wapienie zoogeniczne, bloki zlepieńców, okruchy zielonych margli i łupków menilitowych. Z badań wynika, że opisywane łupki zostały osadzone przez zsuw podmorski, pochodzący z północno-zachodniego przedłużenia masywu rachowskiego. Na pochodzenie materiału z tego obszaru wskazuje również skład egzotyków.

Obecność egzotyków w warstwach krośnieńskich na południe od Baligrodu została stwierdzona w okresie wojennym przez O. Ganssa (wiadomość ustna od prof. dr S. Wdowiarza). O egzotykach tych wspomina również F. Bieda (1951). Dalsze badania serii zawierającej egzotyki były prowadzone przez jednego z autorów niniejszego artykułu w latach 1954—1956 (A. Ślęczka 1959a, b).

CZEŚĆ GEOLOGICZNA

Seria zawierająca egzotyki występuje w południowym skrzydle fałdu będącego przedłużeniem fałdu Bóbrki—Rogów—Szcawno (fig. 1). Fałd ten jest złuszkowany i nasunięty na synklinę fałdu Mokrego (synklina Baligrodu). Od południa fałd Bóbrki—Rogów, w części zachodniej omawianego obszaru, ograniczony jest przez nasunięcie fałdu Iwonicza—Tokarni, a w części wschodniej przez łuskę Bystrego (A. Ślęczka 1959a, b). Synklina odwodowa (Roztok Dolnych) omawianego fałdu jest wtórnie zafałdowana i, jak się wydaje, złuszkowana. Ku południowemu wschodowi synklina ta wychodzi w powietrze. Natomiast ku północnemu zachodowi synklina Roztok Dolnych pogłębia się i rozszerza, a stopień jej złuszkowania zwiększa się.

Łupki z egzotykami występują w strefie przejściowej, między serią piaskowców gruboławicowych a wyżej leżącą serią cienkoławicowych

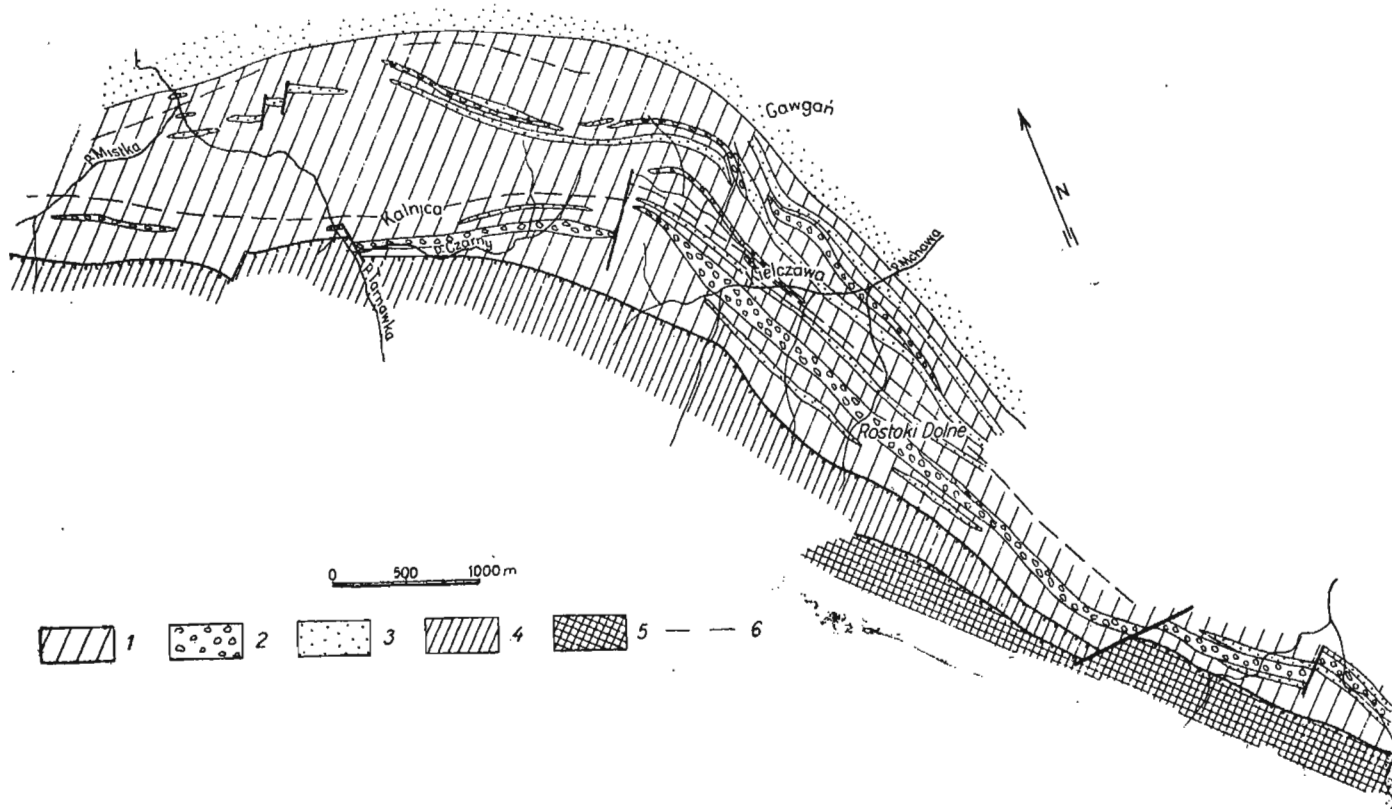


Fig. 1. Szkic geologiczny okolic Roztok Dolnych

Diagrammatic geological map of the region of Roztoki Dolne

- 1 — warstwy krośnieńskie łupkowo-piaskowcowe; 2 — ławice z egzotykami; 3 — piaskowce krośnieńskie grubolawicowe; 4 — warstwy menilitowe; 5 — warstwy cieczyńskie łupki Bystrego; 6 — osie synklin
- 1 — shale-sandstone Krosno beds; 2 — banks with exotics; 3 — thickbedded Krosno sandstones; 4 — menillite beds; 5 — Teaŝen beds of Bystre scale; 6 — axes of synclines

piaskowców i łupków (fig. 2). Obecność czarnych łupków sugeruje, że strefę tę można korelować z poziomem łupków jasielskich, obok których w obszarach sąsiednich występują również liczne wkładki łupków czarnych.

W północnym skrzydle synkliny Roztok Dolnych wyróżnić można dwa zasadnicze poziomy zawierające egzotyki. Poziom niższy (I) osiągający znaczne miąższości (do 50 m) oraz wyższy (II), którego grubość wynosi około 2 metrów — występujący na większym obszarze.

Łupki z egzotykami nie tworzą warstw ciągłych, ale kilka długich (do 1 km) i wąskich soczewek, zachodzących niekiedy kulisowo za siebie (fig. 1).

Jest wysoce prawdopodobne, że poziom z egzotykami, występujący w południowo-zachodnim skrzydle synkliny Roztok Dolnych w pobliżu jej osi (fig. 1), odpowiada poziomowi pierwszemu, a symetryczne położenie tego poziomu względem osi synkliny wywołane jest występowaniem złuznień na osi synkliny. Natomiast odpowiednikiem poziomowi II byłaby cienka ławica z egzotykami, odsłaniająca się w źródłach potoku Wrhowina.

Ku południowemu wschodowi oba główne poziomy z egzotykami prawdopodobnie łączą się ze sobą, brak jest jednak na tym obszarze dobrych odsłonień. Strefa z egzotykami widoczna jest po raz ostatni w profilu potoku Jabłonka, dalej chowa się prawdopodobnie pod nasunięcie łuski Bystrego.

W rejonie Kalnicy poziom z egzotykami występuje wzdłuż potoku Czarnego i w profilu potoku Tarnawka. Obie te ławice odpowiadają poziomowi I. Na północ od potoczku Mistka cienka ławica łupków z egzotykami ukazuje się w profilu Tarnawki jeszcze dwa razy, co jest wynikiem występowania tutaj wtórnych zafaldowań. Od strony zachodniej występowanie łupków egzotykowych kończy się w zasadzie na potoczku Kalniczka, dalej występują one jedynie sporadycznie (Ślącza, 1959a). Być może, że egzotyki obserwowane przez doc. dr J. Burtan w Karlikowie są przedłużeniem omawianej strefy (wiadomość ustna).

Główną masę ławicy z egzotykami stanowią mułowce wapienste, szare, często piaszczyste, bez wyraźnej struktury łupkowej. Przechodzą one zwykle ku górze profilu w serię ilastą o wyraźnej strukturze łupkowej, gdzie pojawiają się już wkładki cienkoławicowych piaskowców krośnieńskich. Sporadycznie występują soczewkowato rozwinięte piaskowce gruboławicowe i gruboziarniste. Ławica z egzotykami podścielona jest przez 2—3 metrową ławicę piaskowca gruboziarnistego, frakcjonowanego. We frakcji grubszej występują fragmenty skał metamorficznych, podobne do występujących w ławach egzotykowych. Ławica ta posiada rozwój soczewkowy podobnie jak i wyższa ławica piaskowca (fig. 1). Ponieważ skład i sposób występowania egzotyków opisano w pracy o łusce Bystrego (A. Ślącza, 1959a), podaje się tylko pokrótce, że występują tutaj bloki (0,5÷200 cm średnicy) zielonych łupków metamorficznych (60÷70%), kwarcytów (20÷25%), szarych marmurów (5÷10%) oraz amfibolitów (2÷5%). Bloki te nie wykazują obtoczenia, są ostrokrawędziste, niekiedy tylko drobne ułamki łupków metamorficznych wykazują ślady wygładzenia. Oprócz tych egzotyków występują bardzo często kuliste lub owalne bloki (0,5÷50 cm średnicy) wapieni zoogenicz-

nych. Znacznie rzadziej występują płytowe fragmenty (do 150 cm) brunatnych łupków menilitowych, zielonych łupków marglistych (niekiedy z turritellami) lub bloki zlepieńca. Te ostatnie osiągają wielkość 2 m. Zlepieniec ten składa się z podobnego materiału jak gruboziarniste piaskowce krośnieńskie z tym, że tkwią w nim kilkunastocentymetrowe fragmenty skał egzotycznych, identyczne z występującymi w omawianej serii. Oprócz wymienionych wyżej skał w mułowcach lub piaskowcach występują skorupy małży, jeżowce oraz duże otwornice. Sporadycznie występują drobne okruchy węgla. Na podstawie fauny wiek fragmentów wapiennych określono na eocen górny (F. Bieda, 1951).

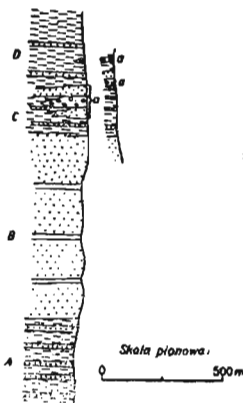
W omawianej serii nie obserwuje się segregacji materiału egzotycznego, występuje on bezładnie, tworząc niekiedy lokalne skupienia. Niemniej jednak daje się zauważyć pewne przestrzenne uporządkowanie fragmentów skalnych. Na obszarze położonym na wschód od Roztok Dolnych przeważają wapienie zoogeniczne, dochodzące do 90%, natomiast w części zachodniej przeważają skały metamorficzne, stanowiące 50÷60%. Brak tu wyraźnych struktur osuwiskowych, nie jest jednak wykluczone, że występujące w wyższej części strefy egzotykowej liczne drobne synkliny i antykliny są częściowo fałdami osuwiskowymi. Brak dużych odłoneń nie pozwala na definitywne rozstrzygnięcie tego problemu. W łupkach otaczających niektóre bloki daje się zauważyć struktury opływowe, mogły one jednak powstać bądź to w czasie diagenety łupków, bądź już w czasie fałdowań.

Fig. 2. Profil stratygraficzno-litologiczny fałdu Bóbrki — Rogów

Stratigraphical-lithological profile of Bóbrka — Rogów fold

warstwy krośnieńskie: D — seria łupkowa; C — seria piaskowców skorupowych i łupków z (a) ławicą z egzotykami; B — seria piaskowców gruboławicowych; A — warstwy przejściowe

Krosno beds: D — shale series; C — series of corrugated sandstones and shales with bank (a) of exotics; B — series of thickbedded sandstones; A — transition beds



Wykształcenie serii z egzotykami sugeruje, podobnie jak w przypadku serii z Bukowca (A. Ślącza, 1961), że powstała ona w wyniku osuwiska podmorskiego. Wskazuje na to:

1. Występowanie nieobtoczonych egzotyków i skał osadowych w osadzie ilastym.
2. Obecność fragmentów skał o charakterze przybrzeżnym (wapienie) wśród skał wskazujących raczej na morze głębsze.
3. Brak laminacji w mułowcach zawierających egzotyki i brak segregacji egzotyków.
4. Przechodzenie ku górze mułowców w osady bardziej pelityczne.
5. Soczewkowy rozwój warstw.

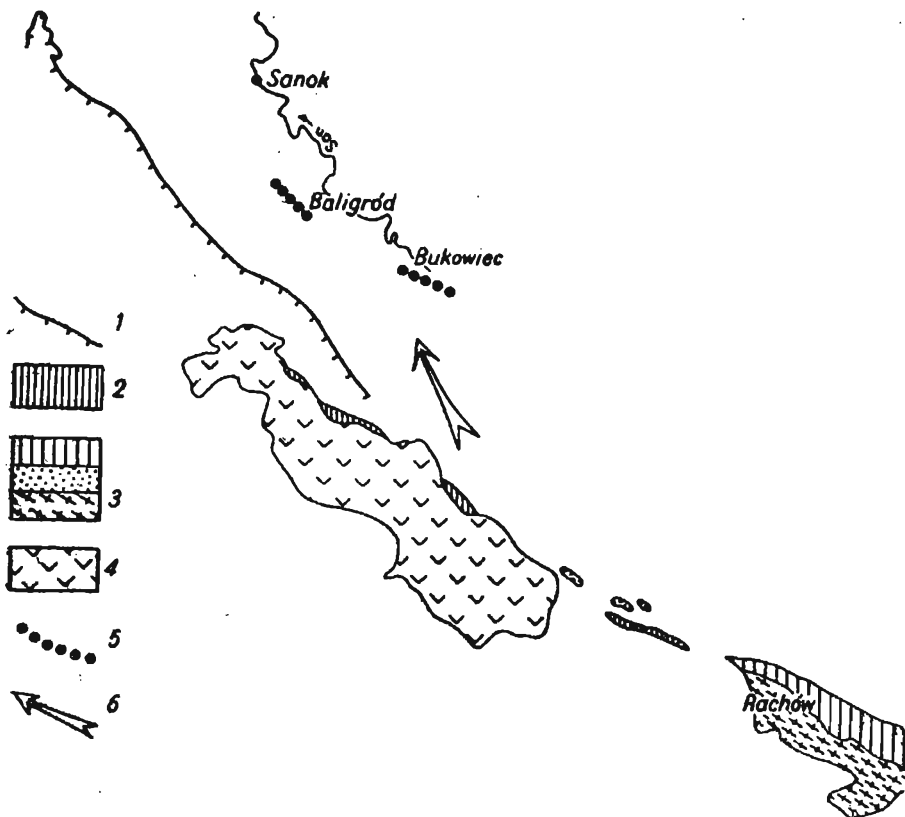


Fig. 3. Szkic występowania egzotyków w południowo-wschodniej części polskich Karpat i kierunki ich transportu

Diagrammatic map showing occurrence of exotics in southeastern part of Polish Carpathians and directions of their transport

1 — granica nasunięcia jednostki magurskiej; 2 — Pas skałkowy; 3 — strefa marmaroska i Fagarasz; 4 — skały wulkaniczne trzeciorzędowe; 5 — egzotyki; 6 — kierunek transportu piaskowców krośnieńskich oraz egzotyków

1 — boundary of overthrust of Magura unit; 2 — klippen belt; 3 — Maramures and Fagaras zone; 4 — Tertiary volcanic rocks; 5 — exotics; 6 — direction of transport of Krosno sandstones and exotics

Osuwisko to w czasie swojej wędrówki silnie erodowało podłoże, na co wskazuje oboczne zastępowanie serii egzotykowej przez kompleks łupków i cienkoławicowych piaskowców (fig. 2). Ruchy osuwiskowe poprzedzane i na ogół zakończone były przez silne prądy zawiesinowe, osadzające grube ławice piaskowców frakcjonowanych. Należy sądzić, że osuwisko wytworzyło się w czasie maksymalnego napięcia ruchów, a w stadium początkowym i końcowym ruchy te wzbudzały silne prądy zawiesinowe. Wstrząsy te mogły być związane z erupcjami wulkanicznymi, gdyż jak wykazały ostatnie prace (W. Sikora *et al.*, 1959), działalność wulkaniczna w czasie sedimentacji warstw krośnieńskich w basenie fliszowym była dość żywa. Materiał tworzący główną masę osuwiska był prawdopodobnie tego samego typu co materiał warstw kro-

śnieńskich osadzony przez prądy zawieszinowe. Obecność identycznych egzotyków w piaskowcach okalających sugeruje, że zarówno piaskowce, jak i łupki z egzotykami, pochodzą z tych samych obszarów. Występujące w piaskowcach struktury kierunkowe (turboglify, dachówkowate ułożenie ziarn) wskazują, że materiał pochodził z południowego wschodu. Należałoby wobec tego przypuszczać, że zsuw przyszedł z tego samego kierunku i że należy wiązać go z utworami osuwiskowymi w rejonie Bukowca i Użoka (fig. 3). Ponadto materiał egzotyczny tutaj występujący wykazuje duże podobieństwo do skał budujących trzon marmaroski, a szczególnie masyw rachowski, co całkowicie potwierdza uprzednio wysuniętą hipotezę (S. Dżułyński, A. Ślęczka, 1958), że zarówno gruboziarniste piaskowce krośnieńskie tego regionu, jak i osuwiska, pochodziły z północno-zachodnich przedłużeń krystalicznych trzonów wschodniokarpackich.

Występowanie osadów osuwiskowych nie świadczy o konieczności istnienia kordyliery w pobliżu omawianego rejonu, gdyż, jak wykazują ostatnie badania (A. A. Bogdanow, 1946; O. Renz *et al.*, 1955), osuwiska podmorskie mogą przemieszczać się na odległość dziesiątków kilometrów.

Wiek skał metamorficznych nie może być określony. Rozważania na ten temat można jedynie oprzeć na analogiach z masywem rachowskim, ale również i tam wiek skał nie jest bezsporny. W pracach dawniejszych (Ł. G. Tkaczuk, D. W. Gurżij, 1957) przyjmowano dla nich wiek staropaleozoiczny, przedkarboński. Ostatnio (N. L. Semenenko, 1960) uważa się, na podstawie badań wieku metodą potasowo-argonową, że w masywie rachowskim skały metamorficzne są głównie ryfejskie. Paralelizowane są one z górnym prekambrem rosyjskiej platformy, a zmetamorfizowane zostały w bajkalskiej fazie fałdowań. Skały te mogą również być ewentualnie paralelizowane z ryfejem przedkarpackim, opracowywanym przez doc. dr S. Siedleckiego (referat na posiedzeniu P.T.G. w Krakowie, 1961 r.). O ile paralelizacje te są słuszne, istniałoby zmniejszanie się stopnia metamorfizmu osadów ryfejskich od podłoża Karpat ku północy, w kierunku platformy rosyjskiej.

Oprócz skał ryfejskich w masywie rachowskim występować mają mezozoiczne skały metamorficzne (o wieku bezwzględnym 136÷178 milionów lat). Byłoby to bardzo interesujące, ale w takim przypadku trudno byłoby wytłumaczyć istnienie również w masywie rachowskim całkowicie niezmetamorfizowanych osadowych skał jurajskich, triasowych czy nawet karbońskich.

CZEŚĆ PETROGRAFICZNA

W przeciwieństwie do dotąd poznanych punktów występowania skał egzotycznych we fliszu karpackim, skały znalezione na przedpolu nasunięć dukielskich znamionuje stosunkowo nieliczny, lecz genetycznie wybitnie powiązany zespół skalny. Przedstawiają one wyłącznie skały metamorficzne, pochodzące raczej z płytkich stref przeobrażeń. Obok najliczniej reprezentowanych odmian skał epimetamorficznych, w rodzaju filitów czy gnejsofilitów albitowych i albitowo-kalcytowych, wy-

stępują tu ponadto: fility granatowe, filitowe łupki granatowo-muskowitowe, kwarcyty mikowe i serycytowe oraz amfibolity epidotowo-albitowe.

FILITY I GNEJSOFILITY ALBITOWE

Fility i gnejsofility albitowe są to cienkołupkowate skały barwy szarej, z zielonym lub brunatnym odcieniem i tombakowobrunatną, metaliczną migotliwością na powierzchni łupkowatości. Zielone plamy zdradzają koncentrację chlorytu. Inną, oryginalną cechą tych skał jest bogactwo przykładów makro- i mikrofałdowań (franc. *schistes plissés*). Fałdy są bądź symetryczne, izoklinalne, bądź asymetryczne i zwykle obalone. Stosownie do składu mineralnego łupkowatość jest lepiej lub gorzej zaznaczona.

Niemniej specyficzne są i cechy mikroskopowe filitów oraz gnejsofilitów. Skład ich zasadniczo nie odbiega od zwykłych odmian filitów; albit, kwarc, biotyt i chloryt — to ich główne składniki. W przypadku większej przewagi dwu pierwszych składników przechodzą one miarowo w gnejsofility lub kwarcyty. Niezwykle są natomiast cechy mikroskopowe niektórych z wymienionych minerałów.

Albit występuje w większości poznanych gatunków skał w postaci porfiroblastów lub (przy większej liczbie wrostków) poikiloblastów, sięgających 1,6 mm średnicy. Te ziarna albitu często pozostawiają za sobą tzw. „cienie nacisków“ wytworzone w wyniku ich rotacji. Przemawia to za częściowo prekinematycznym powstaniem megablastów albitu. Główny okres krystalizacji albitu, zwłaszcza generacji wchodzącej w skład afanitycznej masy skalnej, przypada na okres deformacji kompleksu filitowego. Dowodem są liczne przykłady struktur tektonoblastycznych (tabl. I).

Pokrój megablastów albitu jest anhedralny z lekko zaznaczonym spłaszczeniem według (010). Obok osobników niezblźniaczonych występują bliźniaki proste lub złożone, należące do triady albitowej. Ubóstwo prążków bliźniaczych według prawa albitowego jest uderzające. Podobnie sporadycznie są spotykane prążki peryklinowe. Brak budowy pasowej. Orientacja indykatory wskazuje na zawartość 2÷6% An. Ta sama ilość substancji anortytowej została stwierdzona i w drobnych (0,08÷0,15 mm średnicy) ziarnach albitu głównej masy skalnej. Ziarna te rzadziej bywają zblźniaczone, a bliźniaki złożone są zupełnie sporadycznie.

Kwarc ma postać ziarn spłaszczonych według ścian romboedru (1011) i wyciągniętych zgodnie z osią petrotektoniczną *b*. Występuje bądź jako regularnie rozsiany, bądź w segregacjach. W tych ostatnich kontury ziarn są poligonalne, co wskazuje na powstanie drogą granulacji większych ziarn (piasku lub żwiru). Średnia wielkość ziarn = 0,03 mm, maksymalna = 0,2 mm, agregatów do 1 i więcej mm.

Szczególnie interesującym składnikiem filitów jest biotyt. Blaszki tego minerału ϕ do 1 mm są znajdowane w różnych stadiach przeobrażeń w różnych odmianach filitów. Przeobrażenia te idą w kierunku uwodnienia łuszczyków połączonego zapewne ze zmianą składu zespołu kationów wymiennych lub ich utratą. Cechy optyczne takie jak:

jasnobrunatne barwy absorpcyjne dla γ i β oraz blado-szarawo-żółte dla α ; $n_{\gamma} = n_{\beta} = 1,616$ i $n_{\alpha} = 1,592$; $2V_{\alpha} = 0^{\circ} \div 8^{\circ}$; $d_{w\ddot{o}lno\ddot{s}c} = 0,020 \div 0,033$ — przemawiają za znacznym stopniem hydratyacji i przemiany w wermikulit. Dowodzi tego również dość intensywny prążek dla (002) ($d = 13,99$ kX) w rentgenogramach proszkowych, a także zdolność raptownego pęcznienia przy prażeniu. Ta ostatnia właściwość jest łatwym sprawdzianem tworzenia się struktur mieszanych biotyto-wermikulitowych i wermikulitowych. W niektórych odmianach filitów biotyt przeobraża się nadto w pennin (—). W takich przypadkach reliktowy biotyt cechuje $n_{\gamma}, \beta = 1,632$, $n_{\alpha} = 1,603$ i $d_{w\ddot{o}lno\ddot{s}c} = 0,029$. W filitach bogatych w węglany, biotyty o własnościach wermikulitu mają postać rozkątłych i napęczniałych blaszek, impregnowanych kalcytem, rzadziej kwarcem. Z kolei biotyt bywa, wspólnie z kalcytem i chlorytem, składnikiem pseudomorfoz po amfibolach. Wykładnikiem stopnia przeobrażeń biotytytu jest zawartość getytu, a zwłaszcza leukoksenu. Ten ostatni przeważnie ma takie cechy brukitu, jak izometryczny lub listewkowy pokrój, bladożółta lub bladożółtobrunatna absorpcja oraz silna dyspersja wektorów optycznych.

Chloryt ma cechy klinochloru albo penninu i może być pierwotny lub wtórny (po biotycie lub amfibolu). W jednym przypadku chloryt należał do odmiany zasobnej w molekułę ferroantygorytową, bliskiej brunswigitowi. Bardzo intensywny pleochroizm: γ, β — ciemnoszarawo-zielony, α — zielonawożółty z szarym odcieniem i wysokie współczynniki załamania światła: $n_{\gamma}, \beta = 1,632$ i $n_{\alpha} = 1,619$ charakteryzują ten optycznie ujemny minerał. Ilościowo chloryty zawsze są składnikami podrzędnymi.

Z minerałów akcesorycznych najliczniejszy jest apatyt. Hematyt i getyt, a zwłaszcza cyrkon, są znacznie rzadsze.

Struktura opisanych skał jest lepidogranoblastyczna, heteroblastyczna i tektonoblastyczna. Tekstura płaskorównoległa lub rozbieżna (rozbieżnie-luskowa czyli skorupowa). Ta ostatnia jest wywołana obecnością co najmniej trzech wyraźnych płaszczyzn ślizgu, przecinających się wzdłuż osi petrotektonicznej b . Zgodnie z tą osią biegną i osie makro- i mikrofałdów, będących powszechnym zjawiskiem dla filitów Bieszczad. Te typowe B-tektonity są produktem progresywnego metamorfizmu dynamicznego, na który nałożyła się metasomatoza węglanowa, poprzedzona albityzacją. Oba te procesy, podobnie jak i wermikulityzacja biotytytu, są natury hydrotermalnej, chociaż nie wykluczone jest tworzenie się wermikulitu i węglanów za sprawą atmosferyliów (wermikulit bywa podawany w profilach glebowych!).

FILITY GRANATOWE

Fility granatowe i pokrewne im filitowe łupki granatowo-muskowitowe są skałami barwy jasnozielonkawo-szarej, wyróżniającymi się srebrzystą migotliwością i liściastą, a w przypadku łupków nieco grubszą, prawie tabliczkową podzielnością. Ponadto obie te skały różnią się zasadniczo tylko bogactwem muskowitu (powyżej 50% obj.) i brakiem

albitu oraz chlorytu w łupkach. W obrazie mikroskopowym filitów znaną jest drobna i nieciągła laminacja, polegająca na naprzemiannym ułożeniu soczewkowatych segregacji kwarcowych (pierwotnie ziarn piasku) i lamin bogatych w mikę i chloryt.

Wśród mik występuje zarówno muskowitz, jak i mniej lub więcej (w łupkach) zwermikulityzowany biotyt. Znacznie pospolitszy muskowitz należy do odmiany zwanej serycytomuskowitem, o postrzępionych ograniczeniach bocznych i średnicy łusek nie przekraczającej 0,6 mm. Zjawiska deformacji sprężystych w subparalelnie ułożonych łuskach muskowitzu często są widoczne.

Mający postać sub- lub anhedralnych porfiroblastów granat należy do odmiany almandynu. Ziarna jego Φ do 2,5 mm w czasie rotacji wytwarzały za sobą „cienie nacisków“ lub „poła rozciągania“, wypełnione kwarcem i po części wermikulitowym biotytem (tabl. I). Granaty łupków mają szczeliny wypełnione chlorytem i hydrobiotytem, podczas gdy w filitach są niekiedy w zupełności zastąpione chlorytem, często z domieszką kalcytu.

Kwarc wykazuje oznaki silnych deformacji, z wyjątkiem „cieni ciśnienia“. Chloryt należy do optycznie dodatniego penninu z oliwkowymi barwami interferencyjnymi.

Stosunkowo liczne w obu typach skał minerały akcesoryczne należą do apatyty, hematytu, oliwkowobrunatnego i niebieskoszarego turmalinu, cyrkonu oraz do wtórnego getytu z leukoksenem.

Struktura lepidogranoblastyczna lub granolepidoblastyczna (w łupkach) oraz porfiroblastyczna i tektonoblastyczna. Tekstura laminacyjna filitów jest odbiciem frakcjonalnego warstwowania pierwotnych osadów. W łupkach tekstura łupkowa w typowym rozwoju. Oba typy skał stanowią przykład tzw. S-tektoników, w których ruchy różnicowe o charakterze translacyjnym odbywały się w zasadzie zgodnie z jedną płaszczyzną ślizgu. Rotacje ziarn (p. granat) są zjawiskami lokalnymi i nie uzasadniają użycia określenia — R-tektonit.

KWARCZYTY MIKOWE

Kwarcyty mikowe charakteryzuje jasnobrunatnoszare zabarwienie i srebrzysta migotliwość na powierzchniach łupkowatości. W związku z wysoką zawartością kwarcu podzielność łupkowa jest słabiej zaznaczona, a na powierzchniach przełamu zjawia się tłusty połysk.

Kwarc występuje w oddzielnych ziarnach lub agregatach z suturowymi konturami poszczególnych osobników. Anhedralne i zwykle nieco spłaszczone ziarna kwarcu wykazują dość silne oznaki deformacji i szczątkowej granulacji. Wielkość ziarn nie przekracza 0,3 mm, średnio wynosi 0,25 mm.

Serycytomuskowitz ma postać cienkich, anhedralnych blaszek i łusek, chętnie grupujących się w laminach.

Bardziej podrzędnie niż serycytomuskowitz występują: zmieniony w chloryt i wermikulit biotyt, dalej albit, ortoklaz, klinochlor i kalcyt. Do składników akcesorycznych należy liczny tu apatyt, brukit, turmalin i cyrkon.

Struktura lepidogranoblastyczna do granoblastycznej i zarazem tektonoblastyczna. Tekstura laminacyjna utworzona przez naprzemianległość bogatych i ubogich w mikę lub bezmikowych lamin kwarcu o parumilimetrowej grubości.

Podobne jasnoszare kwarcyty serycytowe różnią się brakiem biotyту i skaleni, a także obecnością ankerytu, który wspólnie z kalcytem jest rozproszony w skale w postaci ziarn i ich skupień. Ta postać występowania węglanów, odmienna od impregnacji infiltracyjnych kalcytu w kwarcycie mikowym, dowodzi ich pierwotnego pochodzenia (piaskowiec marglisty). Struktura kwarcytów serycytowych jest lepidogranoblastyczna i tektonoblastyczna. Tekstura laminacyjna do łupkowej, dzięki segregacjom serycytowym.

AMFIBOLITY EPIDOTOWO-ALBITOWE

Amfibolit epidotowo-albitowy znamionuje w obrazie makroskopowym ciemnozielonoszara barwa wywołana wysoką zawartością słupków amfiboli. Dzięki ich subparalelnemu ułożeniu skała przybrała wyraźną liniowość, przerywaną jedynie powierzchniami klawazowymi i infiltracjami żyłkowymi kalcytu. Obok wspomnianych już składników pod mikroskopem można dodatkowo zaobserwować albit, kwarc i epidot.

Amfibolem jest tu hornblendy z wycyzajna o anhedralnym, słupkowym pokroju. Słupki hornblendy o długości średnio 0,3mm do 0,7mm są niemal pozbawione wrostków. Zastępuje je jedynie epidot oraz piryт. Cechy optyczne określa stosunkowo intensywny pleochroizm: α — jasnoszarawożółta, β — trawiazielona z brunatnym odcieniem, γ — niebieskozielona, dalej schemat absorpcji — $\gamma < \beta > \alpha$, $2V\alpha = 62^\circ$, $n_\alpha = 1,659$, $n_\beta = 1,674$, $n_\gamma = 1,679$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,020$, kąt znikania $\gamma/c = 18,5^\circ$ oraz pochylona dyspersja $r > v$.

Mniej ważny ilościowo albit ma postać ogólnie izometrycznych i anhedralnych ziarn o konturach miejscami wyraźnie poligonalnych jak w agregatach mozaikowych. Godną uwagi jest i jego wysoka jednorodność składu. Wahań zawartości An w jednym osobniku nigdzie nie stwierdzono. Również i zakres zmienności składu plagioklazu w amfibolicie jest bardzo wąski i wynosi $Ab_{97}An_3 - Ab_{96}An_4$. Zbliżenia są stosunkowo rzadkie i ograniczają się do prążków albitowych. Bliźniaki złożone, należące do triad albitowych, przedstawiają jeszcze bardziej wyjątkowe zjawisko. Kąt osi opt. $2V\gamma = 76^\circ$. Średnia wielkość ziarn $= 0,15$ mm, maksymalna $= 0,5$ mm.

Kwarc jest rzadszym składnikiem w porównaniu z albitem. Ksenoblastyczny, silnie zdeformowany aż do wystąpienia prążków Boehma włącznie. Rozmiary ziarn jak w albitcie.

Piryт i epidot stanowią produkty przeobrażeń metasomatycznych amfiboli. Piryт może ponadto zastępować magnetyт, którego relikty są tu i ówdzie widoczne. Epidot, podobnie jak i piryт, występuje w rozproszonych, oddzielnych osobnikach lub w skupieniach. Jest on bezbarwny lub jasnozielonawożółty. Dwójłomność $= 0,031$ wskazuje na zawartość 22% molekuly ferriepidotowej.

Tabela 1

Wyniki analizy chemicznej amfibolitu

Składniki	P.ocenty wagowe	Ilorazy atomowe	Parametry Niggiego
SiO ₂	46,87	7804	al = 18
TiO ₂	4,12	645	fm = 53
Al ₂ O ₃	12,13	2380	c = 20
Fe ₂ O ₃	7,55	946	alk = 9
FeO	9,41	1310	Si = 117
MnO	0,55	78	c/fm = 0,39
MgO	4,81	1193	
CaO	7,67	1368	
Na ₂ O	3,62	1162	
K ₂ O	0,18	38	
S	0,27	84	
P ₂ O ₅	ślady	—	
H ₂ O	1,51	1676	
Straty praż.	0,75	—	
Suma	99,44	—	—

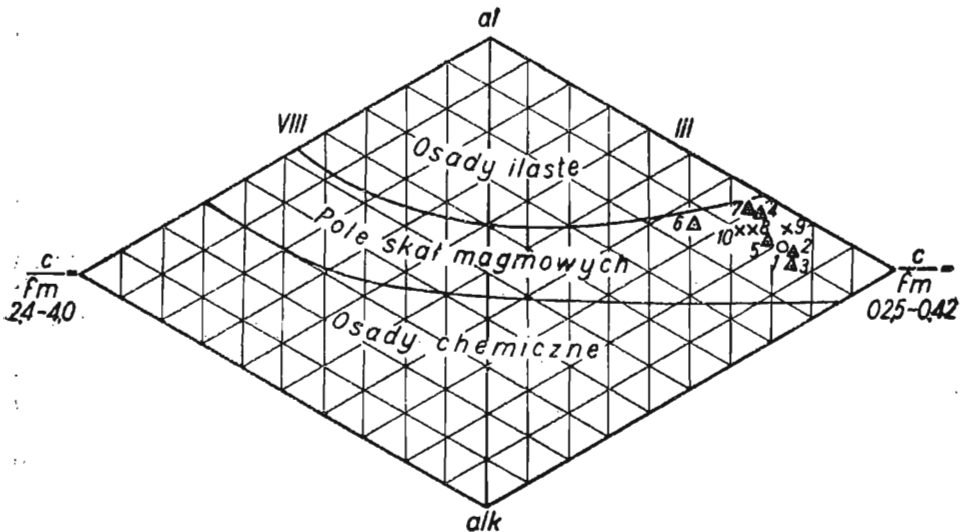


Fig. 4. Diagram koncentracyjny Niggiego dla amfibolitu z Bieszczad i amfibolitów Karpat Wschodnich

Concentration diagram, after Niggli, of amphibolite from Bieszczady and of amphibolites from Eastern Carpathians

1 — amfibolit z potoku Czarny (Bieszczady); 2—3 — amfibolit z potoku Jawornikowy (masyw rachowski); 4 — amfibolit z potoku Biały (masyw rachowski); 5—7 — amfibolit z potoku Mały Berlebasz (masyw rachowski); 8 — amfibolit z Pryluki (Góry Czywczyńskie); 9—10 — amfibolit z potoku Albin (Góry Czywczyńskie)

1 — amphibolite from Czarny creek (Bieszczady); 2—3 — amphibolite from Jawornikowy creek (Rachów massif); 4 — amphibolite from Biały creek (Rachów massif); 5—7 — amphibolite from Mały Berlebasz creek (Rachów massif); 8 — amphibolite from Pryluki (Czywczyń Mts.); 9—10 — amphibolite from Albin creek (Czywczyń Mts.)

Do rzadkich wtórnych minerałów należy nadto kalcyt, wypełniający przestrzenie międzyziarnowe, a także zastępujący albit i amfibol.

Struktura amfibolu jest granonematoblastyczna i tektonoblastyczna. Tekstura linijna z dość wyraźnym, prawidłowym ułożeniem osi pasa [001] słupków amfibolu równoległe do petrotektonicznej osi b.

Chemizm amfibolitu przedstawia analiza wykonana przez A. Pelczar, której wyniki podaje się w tabeli 1.

Podane w tabeli parametry Nigglego zostały naniesione wraz z parametrami analogicznych skał masywu rachowskiego na odpowiedni diagram koncentracyjny Nigglego (fig. 4).

Blisko spokrewniony z opisanym amfibolitem jest metamfibolit epidotowo-albitowy z biotytem. Skała ta obok domieszki biotyty wyróżnia się kompletnym przeobrażeniem amfibolu w zespół kalcytu i ujemnego penninu. Produkty tych przeobrażeń dokładnie pseudomorfizują amfibole, zachowując wiernie ich pierwotną postać. Mimo silnych przemian hydrotermalnych amfibolitu biotytyt zachował swą świeżość, objawiającą się w silnym pleochroizmie: γ, β — brunatny z zielonym odcieniem do oliwkowego, α — bladoszarozółty z zielonym odcieniem. Albit stanowi składnik mikrokrystalicznego tła skalnego, a także tworzy większe megablasty o charakterze kryształów „sitowych”. Widoczne ślady rotacji megablastów świadczą również o ich synkinematycznej krystalizacji. Struktura hetero- i tektonoblastyczna. Tekstura niewyraźnie kierunkowa.

WNIOSKI I PORÓWNANIA

Dotychczasowe badania nad skałami egzotycznymi fliszu karpackiego pozwalały na wysunięcie tezy o nieobecności amfibolitowych facji metamorficznych w obrębie krystalicznego podłoża. Była wprawdzie sygnalizowana przez A. Oberca (1947) obecność amfiboli w warstwach krośnieńskich we wschodnich rejonach Karpat polskich, jednakże nie stwierdzono, czy wspomniane amfibole nie są przypadkiem natury piroklastycznej.

Przeprowadzone w ostatnich latach przez Ł. Tkaczuka i D. Gurżija (1957) szczegółowe studia nad skałami krystalicznymi masywu rachowskiego z całą wyrazistością odsłoniły ważną rolę amfibolitów w budowie kompleksu metamorficznego, tzw. trzonu marmaroskiego na obszarze Karpat Wschodnich. Amfibolity tamtejsze są pochodzenia orto-, na co wskazuje ich postać występowania, jak i pozycja na diagramie koncentracyjnym Nigglego (fig. 4). Opracowane przez K. Smulikowskiego (patrz J. Tokarski *et al.*, 1934) amfibolity z Gór Czywczynskich mają bardziej odległe pokrewieństwo mimo jednakowego, magmowego pochodzenia.

Obok podobieństwa w składzie chemicznym amfibolitów z Bieszczad i masywu rachowskiego uderza ponadto duża zbieżność cech optycznych i co za tym idzie chemizmu hornblendy zwyczajnej (*op. cit.*, str. 75), zasadniczego składnika amfibolitów. Również i dla filitów lub gnejsofililitów albitowych i granatowych oraz dla kwarcytów można znaleźć odpowiedniki i to zarówno w serii Białego Potoku, jak i serii diełowieckiej

masywu rachowskiego. Zaobserwowane „rozjaśnienie i odbarwienie biotyty” w łupkach mikowych z serii Białego Potoku, tłumaczone muskowityzacją biotyty, jest być może wermikulityzacją, stwierdzoną w skałach egzotycznych Bieszczad. Duży udział marmurów w serii dziełowickiej nie przeczy przyjęciu kontynuacji masywu rachowskiego w ukrytej kordylierze, która dostarczyła opisane egzotyki, gdyż wśród tych ostatnich dość licznie są reprezentowane bliżej niezbadane marmury. Dalsze studia nad skałami egzotycznymi Bieszczad oraz spostrzeżenia sedymentacyjne niewątpliwie pogłębią znajomość składu i struktury owego wału skał krystalicznych.

W obecnym stanie poznania możemy skonstatować, że ukryta kordylierza została zdenudowana niemal do środkowych (mezo-) facji metamorficznych oraz że zbudowana była wyłącznie z regionalnie i to głównie dynamicznie zmetamorfizowanych skał osadowych i wylewnych. Metamorfizm ten był w zasadzie progresywny, a deformacje głównie synkinematyczne. Późniejszy metamorfizm hydrotermalny interferuje ze zjawiskami wietrzenia w egzotykach i w związku z tym jego intensywność jest trudna do określenia. W efekcie bezwzględny wiek skał krystalicznych wobec przeobrażeń biotyty nie będzie mógł być tu określony najprostszą metodą potasowo-argonową.

Karpacka Stacja Terenowa IG
Nadesłano dnia 10 maja 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIEDA F. (1951) — Starszy trzeciorzęd. Regionalna Geologia Polski, 1, nr 1, p. 113—155. Kraków.
- BOGDANOW A. A. (1946) — Origin of horizons of clayey breccia in the Carboniferous flysch of the Sakmara River Basin. Izwiestia AN SSSR, ser. geol. Moskwa.
- DŻUŁYŃSKI S., ŚLĄCZKA A. (1958) — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 28. Kraków.
- OBERC A. (1947) — Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie minerałów ciężkich. Spraw. PAU, nr 6, p. 233. Kraków.
- RENZ O., LAKEMAN R. VAN DER MEULEN E. (1955) — Submarine sliding in western Venezuela. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 39.
- SIKORA W., WIESER T., ŻGIET J., ŻYTKO K. (1959) — Tuff Horizons in the Menillite-Krosno Series of the Flysch Carpathians. Bull. Acad. Pol. Sc., 7, nr 7, p. 497—504. Warszawa.
- СЕМЕНЕНКО Н. И. (1960) — О возрасте метаморфизма пород раховского массива. Мат. Карп.-Балк. Асс. № 1, стр. 188—189. Изд. АН УССР. Киев.

- ŚLAŃCZKA A. (1959a) — Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego. *Biul. Inst. Geol.*, **131**, p. 263—286. Warszawa.
- ŚLAŃCZKA A. (1959b) — Nowe dane o rozwoju warstw krośnieńskich w synklinie Bobowej oraz na południe od Tarnawy—Wielopola. *Kwart. geol.*, **3**, p. 605—619, nr 3. Warszawa.
- ŚLAŃCZKA A. (1961) — Geneza poziomu egzotykowego z Bukowca koło przełęczy Użockiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**. Kraków.
- ТКАЧУК Л. Г., ГУРЖИЙ Д. В. (1957) — Раховский кристаллический массив. Изд. УССР. Киев.
- TOKARSKI J. (1934) — Pasma Gór Czywczyńskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **10**, p. 1—351. Kraków.

Анджей СЪЛЕНЧКА, Тадеуш ВИЗЕР

СЛАНЦЫ С ОТТОЖДЕНЦАМИ КРОСНЕНСКИХ СЛОЕВ РАЙОНА БАЛИГРОДА (ПОЛЬСКИЕ ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Резюме

Наличие оттожденцов в кросненских слоях к югу от Балигорода было установлено во время войны О. Ганссом. Дальнейшие исследования производились в 1954 — 1956 гг. А. Сьлѣнчкой (1959а). Эти оттожденцы распространены в складке Бубрка-Рогув (фиг. 1), в толще с мощностью достигающей нескольких десятков метров (фиг. 2). Наряду с кристаллическими оттожденцами здесь встречаются, кроме того, эоценовые зоогенные известняки, конгломератные блоки, обломки зеленых мергелей и менилитовых сланцев. Эти оттожденцы беспорядочно разбросаны в толще неслоистых алевролитов. Из произведенных наблюдений следует, что рассматриваемые сланцы совместно с оттожденцами были осаждены в результате подморского сползания пород с северо-западного продолжения Раховского массива. Из того же массива происходят, вероятно, также крупнозернистые кросненские песчаники этой части Карпат. Ориентировочное расстояние транспортировки составляет несколько десятков километров. В пользу происхождения материала с этой территории говорит также состав кристаллических оттожденцов. Микроскопические исследования оттожденцов этого типа позволяют их определить как: филлиты и альбитовые и кальцито-альбитовые гнейсофиллиты, гранатые филлиты и гранато-мусковитовые филлитовые сланцы, слюдяные и серицитовые кварциты и эпидото-мусковитовые амфиболиты. Они являются продуктом регионального и, особенно, динамического метаморфизма, преимущественно пелитовых осадочных и более редких экструзивных пород. Этот метаморфизм был, в основном, прогрессивным, а деформации, прежде всего, синкинематические. В это время происходит сильная альбитизация филлитов и т. п. пород. Более поздние гидротермальные процессы проявляющиеся в карбонатизации и вермикулитизации (биотита) перекрываются с процессами выветривания в оттожденцах и поэтому трудно определить их размеры. Очень многочисленные примеры макро- и микроскладчатости в филлитовых породах, затем наличие систем трещин пересекающихся вдоль оси совпадающей с осью микроскладок, а также

ориентировка линейной текстуры в амфиболах доказывают того, что в петротектоническом отношении это В-тектониты. Процессы разложения биотита (вермикулитизация) не позволяют определить абсолютного возраста оттожденцов единственно возможным здесь калиево-аргоновым методом. Произведенная параллелизация отчетливо указывает на большое сходство изученных экзотических пород с кристаллическими породами Раховского массива, в последнее время очень подробно изученного Л. Ткачуком и Д. Гуржием (1957). Связь этого массива с кордильерой, интенсивно деградированной в палеогене и являющейся, отсюда, источником бещадских оттожденцов кажется весьма вероятной.

Andrzej ŚLĄCZKA, Tadeusz WIESER

SHALES WITH EXOTICS IN THE KROSNO BEDS OF THE BALIGRÓD REGION

(POLISH EASTERN CARPATHIANS)

S u m m a r y

The presence of exotics in the Krosno beds south of Baligród has been determined during the recent war years by O. Ganss. Further investigations were made in 1954 — 56 by one of the present authors (A. Ślącza, 1959a). These exotics appear in the Bóbrka — Rogów fold (Fig. 1) in a bank of some 50 m. thickness (Fig. 2). Besides crystalline exotics, Eocene zoogenic limestones, blocks of conglomerates, fragments of melinite green marls and shales appear here also. The exotics are scattered at random in a bank of unstratified siltstones. Observations revealed that the discussed shales were laid down, together with the exotics, by a submarine slide derived from the northwestern extension of the Rachów massif. This same massif presumably supplied the coarsegrained Krosno sandstones of this part of the Carpathians. The distance of transportation has been some 50 km. The provenance of the material from this region is also indicated by the composition of the crystalline exotics. By means of microscopic examinations, the exotics of this type can be classified as: phyllites, albite and albite-calcite gneiss-phyllites, garnet phyllites and phyllitic epidote-albite amphibolites. The exotics represent products of a regional and a particularly dynamic metamorphism, mostly of sedimentary pelitic rocks or, more rarely, of extrusive rocks. In principle, this metamorphism has been progressive and its deformations were mostly synkinematic. In this period a marked albitization of the phyllites and of similar rocks took place. The subsequent action of hydrotherms, revealed in carbonatization and vermiculitization (of biotite), interfered with weathering features in the exotics, and therefore the range of this action is difficult to define. Numerous examples of macro- and microfolds of the phyllite rocks, the presence of systems of fissures cutting each other along an axis parallel with the axis of the microfolds, as well as the orientation of linear structures in the amphibolites, — all these

features prove these rocks to be — from a petroctectonic point of view — so-called B-tectonites. The processes of alteration of the biotites (vermiculitization) preclude a definition of the absolute age of the exotics by means of the only method feasible, the potassium-argon method. Parallelization, carried out by the authors, clearly indicates a high degree of correlation of the investigated exotic rocks with the crystalline rocks building the Rachów massif, which latter has been investigated in detail by Ł. Tkaczuk and D. Gurżiż (1957). Most probable seems a close connection of this massif with the cordillera which in the Palaeogene was intensely degraded and thus became a source of the Bieszczady exotics.

TABLICA I

- Fig. 5.** Filit albitowy; widoczne mikroskopijne fałdy wleczeniowe. Pow. 12 ×
Albite phyllite; visible are drag microfolds. Engl. × 12
- Fig. 6.** Filit albitowy; w środku duży kryształ (megablast) albitu. Pow. 20 ×
Albite phyllite; large albite crystal (megablast) in centre. Engl. × 20
- Fig. 7.** Filit granatowy; porfiroblasty granatu z „cieniami ciśnień“ (pola wypełnione głównie kwarcem). Nikole skrzyżowane, pow. 20 ×
Garnet phyllite; garnet porphyroblasts with “pressure shadows” (eyes filled mainly with quartz). Crossed nicols, × 20
- Fig. 8.** Filit granatowy; przykład rotacji schlorytyzowanego porfiroblastu granatu na granicy zmetamorfizowanej wkładki płaszczystej i ilastej. Nikole skrzyżowane, pow. 12 ×
Garnet phyllite; example of rotation of chloritized garnet porphyroblast abutting against metamorphosed arenaceous and argillaceous intercalation. Crossed nicols, × 12
- Fig. 9.** Amfibolit epidotowo-albitowy; słabo zaznaczona tekstura linijna. Pow. 20 ×
Epidote-albite amphibolite; feebly marked linear structure. Engl. × 20
- Fig. 10.** Filit albitowy bogaty w wermikulitowy biotyt; rozkłute i napeężniałe blaszki miki są infiltrowane kalcytem. Pow. 20 ×
Albite phyllite rich in vermiculite biotite; cleaved and swelled mica flakes are infiltrated with calcite. Engl. × 12

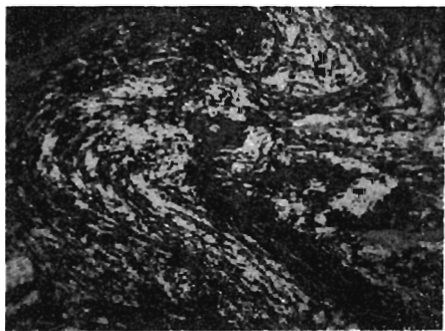


Fig. 5

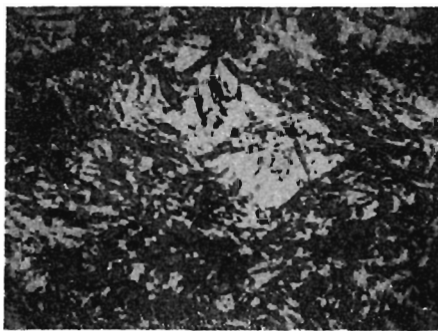


Fig. 6

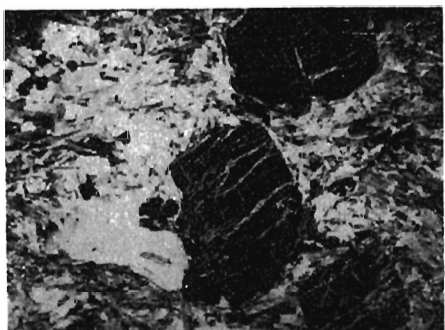


Fig. 7

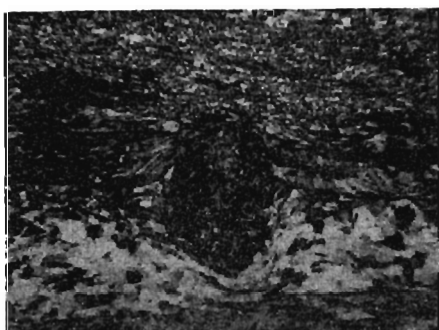


Fig. 8



Fig. 9

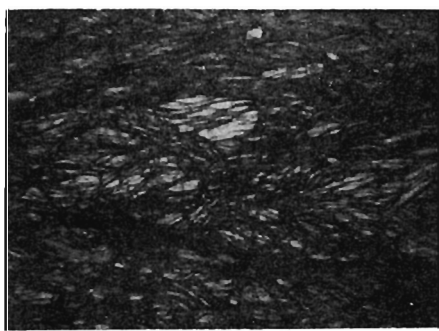


Fig. 10