

PETROGRAFIA UTWORÓW KARBONU GÓR SOWICH

Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts (Sudetes)

Włodzimierz ŁAPOT

Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

SPIS TREŚCI

Wstęp	2
Cel, zakres i metody badań	3
Podłoże kulmu sowiogórskiego	4
Pozycja geologiczna kulmu sowiogórskiego.	6
Litostratygrafia kulmu sowiogórskiego w świetle dotychczasowych badań.	6
Tektonika	16
Charakterystyka petrograficzna kulmu sowiogórskiego.	16
Osadowe brekcje gnejsowe	17
Piaskowce i zlepienie gnejsowe	20
Łupki węgliste	28
Piaskowce i zlepienie gabronośne	31
Zanalcymizowane piaskowce gabronośne	40
Zsylikowane i skarbonatyzowane piaskowce i zlepienie gabronośne	44
Łupki ilaste	48
Mułowce szarogłazowe	53
Subszarogłazy	57
Biolityty	64
Biomikryty i biomikrudyty	69
Wapień litoklastyczny	73
Zlepienie kwarcowe	76
Zróżnicowanie litologiczne kulmu sowiogórskiego	84
Zespoły minerałów ciężkich	87
Zróżnicowanie mikrofacjalne skał węglanowych	93
Charakterystyka magmatyzmu karbońskiego w Górach Sowich	95
Ryolity i ryolitowe brekcje dyslokacyjne	100
Skały piroklastyczne	114
Kersantyty	118
Podsumowanie	126
Literatura	130
Summary	134

STRESZCZENIE. Występujące w Górach Sowich izolowane płyty osadów dolnokarbońskich wypełniają oddzielone od siebie systemem zrębów i półzrębów zapadliska tektoniczne. Utwory te nazywane są kulmem sowiogórskim. Przejawem magmatyzmu górnokarbońskiego są niewielkie ciała ryolitów i kersantytów, które występują zarówno wśród gnejsów, jak i kulmu sowiogórskiego. Ciałom ryolitowym towarzyszą niekiedy skały piroklastyczne.

Kulm sowiogórski gromadził się w bardzo specyficznych warunkach stworzonych przez sztywne, krystaliczne podłoże i związany z tym silnie zaznaczony wpływ tektoniki blokowej.

Blok sowiogórski już w środkowym wizerie rozbitý był na szereg drobniejszych i w pewnym stopniu niezależnych bloków tektonicznych, przemieszczających się względem siebie w kierunkach zbliżonych do pionowych. Obniżenia tektoniczne, wypełniane kulmem sowiogórskim już od środkowego wizeru, przejawiały tendencję do obniżania się względem sąsiadujących części bloku sowiogórskiego. Niezależne do pewnego stopnia ruchy poszczególnych fragmentów bloku sowiogórskiego sprawiły, że nawet najmłodsze ogniwa kulmu sowiogórskiego mogły być składane w niektórych rejonach bezpośrednio na krystalicznym fundamencie.

Ruchy te nie wygasły w dolnym karbonie. W rezultacie magmatyzm górnokarboński w Górach Sowich uwarunkowany jest także tektonicznie. Ciała ryolitów i kersantytów usadawiały się nieomal zawsze w miejscach krzyżowania się ważnych linii tektonicznych lub wzdłuż nich, tworząc specyficzny rodzaj „spawu”. Z działalnością magmową wiążą się przeobrażenia stosunkowo niewielkiej strefy skał kulmu sowiogórskiego, otaczających poszczególne ciała ryolitowe czy kersantytowe. Ważne linie tektoniczne wykorzystywane były również przez niskohydrotermalne roztwory sodonowe (analcytacja, albityzacja).

Materiał detrytyczny występujący w skałach kulmu sowiogórskiego pochodzi z trzech głównych źródeł alimentacji. Jest to:

- materiał detrytyczny pochodzenia sowiogórskiego,
- materiał detrytyczny pochodzący z masywów skał zasadowych okalających od południa krę sowiogórską,
- materiał detrytyczny pochodzenia niesowiogórskiego (ze skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej, stopniem metamorfizmu odpowiadającej facji zielenkowej).

Najmłodszy zespół kulmu sowiogórskiego zawiera ponadto redeponowany materiał detrytyczny o różnym stopniu

konsolidacji, pochodzący z formacji osadowej wykształconej w facji kulmu (redeponowane utwory starszych zespołów kulmu sowiogórskiego).

Materiał detrytyczny pochodzący z tych głównych źródeł zaopatrzenia ulegał w trakcie powstawania kolejnych zespołów skalnych mieszanemu, tworząc „złożone” kategorie skał, bądź nie ulegał mieszanemu, tworząc „proste” kategorie skał. Najstarszy zespół skalny kulmu sowiogórskiego zbudowany jest z materiału detrytycznego pochodzenia sowiogórskiego lub z materiału pochodzącego z jego bezpośredniego sąsiedztwa (masywy skał zasadowych). W młodszych zespołach skalnych kulmu sowiogórskiego obserwuje się dominujący udział materiału pochodzenia pozasowiogórskiego (zmetamorfizowana regionalnie formacja osadowa) oraz obecność redeponowanego materiału detrytycznego pochodzącego z formacji osadowej wykształconej w facji kulmu.

Przeważnie słaba zwięzłość skał kulmu sowiogórskiego odzwierciedla w pewnym przybliżeniu niski stopień ich diagenety. Wskazuje to jednocześnie, że skały te nie były nigdy przykryte bardziej miąższym nadkładem oraz że nie uległy intensywniejszym deformacjom ciągłym, którym przeciwdziałało w znacznym stopniu sztywne krystaliczne podłoże.

WSTĘP

Poszczególne fragmenty utworów dolnokarbońskich w Sudetach Środkowych (depresja Świebodzic, depresja śródsudecka, Góry Sowie, Góry Bardzkie) nie stanowią jednolitej pokrywy osadowej (fig. 1). Z powodu różnego wykształcenia osadów (litofacje, biofacje), znacznych wahań miąższości oraz obecności różnych luk stratygraficznych w niektórych obszarach występowania znajdują się pełniejsze profile (depresja śródsudecka, Góry Bardzkie), w innych są one natomiast znacznie zredukowane (Góry Sowie, depresja Świebodzic).

W dolnym karbonie dzisiejszy region górski kry gnejsowej był obniżony w stosunku do przedpola (Scupin 1933, 1937). Odwrócenie tych warunków miało nastąpić na przełomie paleogenu i neogenu, kiedy to Sudety wraz z zachodnią częścią kry sowiogórskiej zostały wydzwignięte wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego względem swego północno-wschodniego przedpola. Wskazuje na to brak osadów dolnokarbońskich w przedgórskiej części kry gnejsowej, która jest pokryta jedynie nie znanymi w Górach Sowich osadami neogenu.

Występujące wśród gnejsów sowiogórskich izolowane płaty osadów dolnokarbońskich, wypełniające zapadliska tektoniczne, oddzielone od siebie systemem zrębów i półzrębów, nazywane są kulmem sowiogórskim (Oberc 1949, 1972; H. Teisseyre 1958; Żakowa 1958, 1960, 1966 a; Żakowa, Żak 1962; W. Grocholski 1961, 1967).

Pierwotny zasięg pokrywy dolnokarbońskiej w Górach Sowich nie jest znany. Utwory dolnokarbońskie wypełniają i pokrywają przeważnie te obszary kry sowiogórskiej, które są najniższej położone (doliny rzek i strumieni).

Z geologicznego punktu widzenia dolnokarbońskie utwory Gór Sowich stanowią w Sudetach osobliwy przykład gromadzenia się osadów na sztywnym krystalicznym fundamencie, z niszczenia którego w pewnej części także zostały utworzone. Blokowe ruchy tektoniczne sprzyjały powstaniu i utrwaleniu zapadlisk tektonicznych wypełnionych skałami osadowymi. Warunki takie sugerują możliwość tworzenia się w obszarze kry sowiogórskiej specyficznych rodzajów skał osadowych. Pomimo tego, ich charakterystyka petrograficzna nie została dotychczas przedstawiona. Prezentowane opracowanie powinno – przynajmniej w części – wypełnić tę lukę.

Opracowanie to zostało zrealizowane w ramach własnych prac badawczych Katedry Geochemii, Mineralogii i Petrografii Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Prace terenowe wykonano w okresie od 1980 do 1984 roku.

Panu Profesorowi dr. hab. Kazimierzowi Kozłowskiemu, który bardzo życzliwie ustosunkował się do podjętych badań i udzielił wielu cennych rad, jestem winien wdzięczność i szacunek. Równie serdeczne podziękowanie składam Panu Profesorowi dr. hab. Kazimierzowi Dziedzicowi. Panu Profesorowi dr. hab. Kazimierzowi Smulikowskiemu dziękuję za wnikliwe przeczytanie maszynopisu i cenne uwagi. Bardzo wdzięczny jestem także wszystkim tym Koleżankom i Kolegom, którzy przyczynili się do powstania niniejszego opracowania, a zwłaszcza dr. G. Cichoń i dr. J. Żabie.

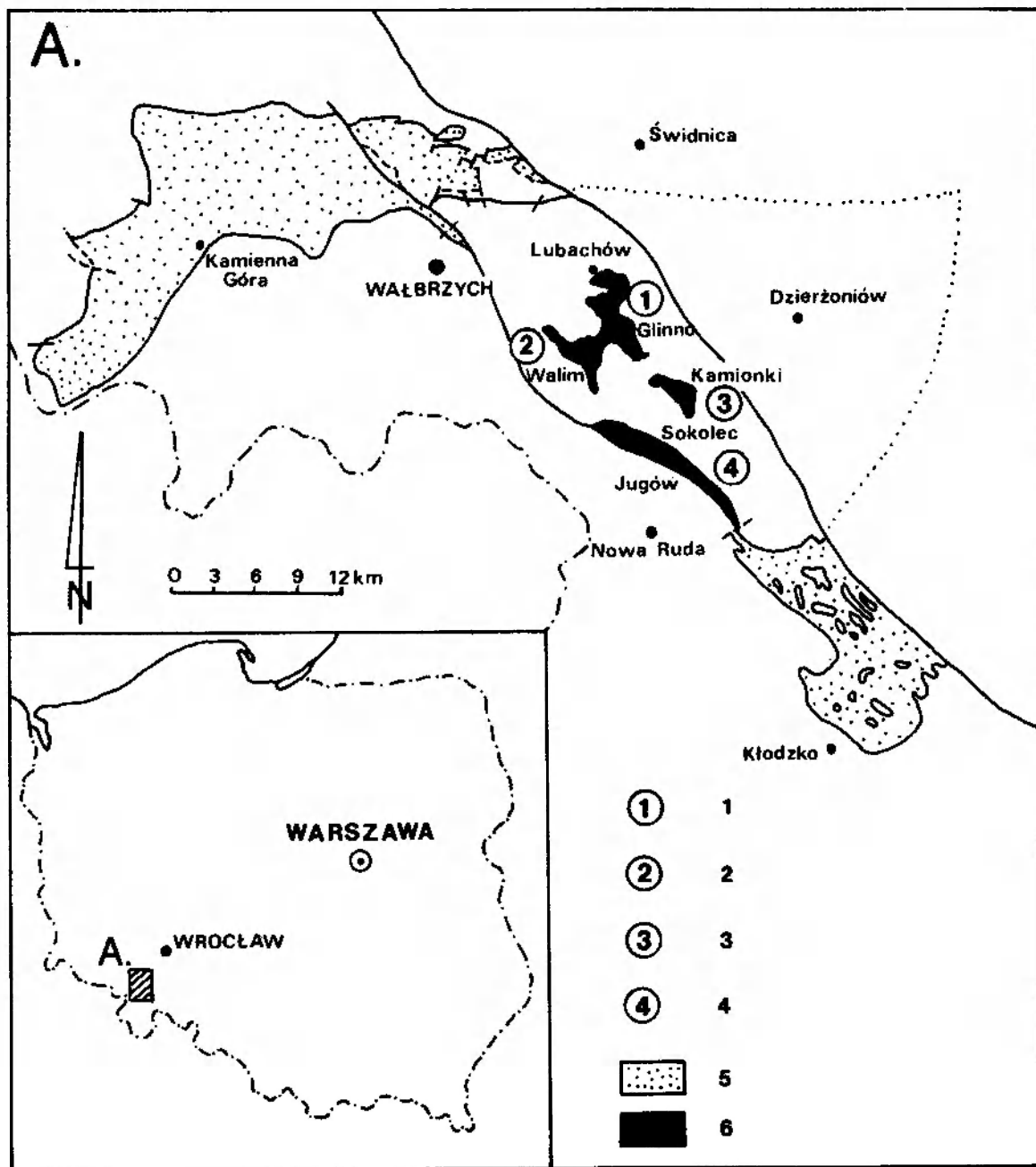


Fig. 1. Występowanie osadów dolnokarbońskich w Sudetach Środkowych (wg Żakowej 1966a, uproszczone). Kulm sowiogórski: 1 – z Lubachowa, Michałkowej i Glinna, 2 – z Walimia; 3 – z Kamionek, 4 – z Sokolca i Jugowa; 5 – osady dolnokarbońskie w depresji śródsudeckiej i Górach Bardzkich; 6 – kulm sowiogórski

Occurrence of Lower Carboniferous sediments in the Middle Sudeten (after Żakowa 1966a, simplified). The Sowie Mts. kulum: 1 – from Lubachów, Michałkowa and Glinno, 2 – from Walim, 3 – from Kamionki; 4 – from Sokolec and Jugów; 5 – Lower Carboniferous sediments of the Middle Sudeten depression and the Bardzkie Mts.; 6 – the Sowie Mts. kulum

CEL, ZAKRES I METODY BADAŃ

Celem podjętych badań było przedstawienie możliwie pełnej charakterystyki petrograficznej utworów karbonu występujących w Górach Sowich (skał osadowych i magmowych). Poznanie petrografii utworów karbonu Gór Sowich powinno umożliwić określenie związków pomiędzy tektoniką blokową kry sowiogórskiej i rozprzestrze-

nieniem pokrywających ją utworów karbońskich, a także rodzajem powstałych skał osadowych. Jednocześnie starano się wyjaśnić przyczyny stosunkowo dużego zróżnicowania litologicznego kulmu sowiogórskiego (analiza źródeł alimentacji, analiza zespołów minerałów ciężkich, analiza zróżnicowania mikrofałajnego skał węglanowych).

W rezultacie uzyskano przesłanki do wyjaśnienia pozycji utworów karbońskich Gór Sowich na tle utworów karbonu Sudetów Środkowych.

Badaniami objęto karbońskie skały osadowe i magmowe, które występują w sudeckiej części kry sowiogórskiej między Bystrzycą Górną (na N) i Przygórzem (na S).

Ilość dobrze odsłoniętych skał karbońskich w Górach Sowich jest niewielka, a obecność dobrych odsłonień w poszczególnych płatach kulmu sowiogórskiego jest zróżnicowana. Zależy to od litologii i związanej z nią podatności na procesy wietrzeniowo-erozyjne, zwłaszcza jeśli porównamy ją z podatnością skał krystalicznych kry sowiogórskiej. Nie bez znaczenia są także warunki tektoniczne, w jakich występują osady dolnokarbońskie wśród gnejsów sowiogórskich. Znacznie korzystniejsza pod tym względem jest sytuacja ryolitów i kersantytów sowiogórskich. Do obszarów, w których osady kulmu sowiogórskiego odsłaniają się stosunkowo dobrze, należą: okolice Kamionek, Jugowa, Sokolca, Walimia, Glinna i Lubachowa. Są to też w większości obszary, gdzie kulm sowiogórski ma najpełniejsze wykształcenie i można próby pochodzące z tych rejonów traktować jako reprezentatywne dla pozostałych części płatów kulmu sowiogórskiego.

Autor zebrał pełną kolekcję prób skalnych kulmu sowiogórskiego i karbońskich skał magmowych. Próby pobierano z naturalnych odsłonień i zaniechanych kamieniołomów. Kolekcję uzupełniano próbami pochodzącymi z istniejących po dzień dzisiejszy wkopów i szybików (częściowo zapelzłych), wykorzystywanych jeszcze na przełomie lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych przez Żakową (1960, 1962, 1966) do poszukiwania fauny i flory, oraz próbami pochodzącymi z nowych, wykonanych obecnie, drobnych wkopów i rowów w obszarach pozbawionych naturalnych odsłonień. W rezultacie skompletowano liczącą ponad tysiąc okazów kolekcję prób skalnych, z których w znacznej części wykonano preparaty do badań mikroskopowych oraz zgłady.

W trakcie badań terenowych analizowano:

– stosunki przestrzenne pomiędzy utworami kulmu sowiogórskiego w całości, karbońskimi skałami magmowymi i skałami krystalicznymi kry sowiogórskiej;

– stosunki przestrzenne między poszczególnymi zespołami skalnymi kulmu sowiogórskiego oraz ich rozprzestrzenienie w obszarze kry sowiogórskiej;

– powiązanie wystąpień karbońskich skał magmowych ze strefami dyslokacyjnymi;

– oddziaływanie roztworów hydrotermalnych, migrujących wzdłuż stref dyslokacyjnych, na sąsiadujące z nimi skały osadowe.

Charakterystykę utworów karbońskich Gór Sowich oparto (oprócz prac wykonanych w odsłonięciach) głównie na badaniach mikroskopowych, a tam, gdzie było to niezbędne, uzupełniano je badaniami rentgenograficznymi, termicznymi, chemicznymi oraz mikroanalizą rentgenowską. Uwzględniono także wyniki analizy zespołów minerałów ciężkich. Jakościowy skład szkieletu ziarnowego utworów grubookruchowych ustalano również metodą mikroskopową (z reprezentatywnych okruchów wykonywane były preparaty mikroskopowe). Większość analiz chemicznych została wykonana przez Laboratorium Chemiczne Katowickiego Przedsiębiorstwa Geologicznego (interpretacji dokonywał autor), natomiast jakościową mikroanalizę rentgenowską realizowano za pomocą mikroskopu Stereoscan 180, wyposażonego w układ do mikroanalizy rentgenowskiej typu Link Systems, w Środowiskowym Laboratorium Mikroskopii Elektronowej Politechniki Wrocławskiej, przy współudziale autora. Pozostałe badania wykonano wykorzystując aparaturę Instytutu Analizy Surowców Mineralnych Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu. Do badań termicznych wykorzystywano derywatorograf firmy MOM (uzyskiwano DTA, DTG, TG w atmosferze powietrza, substancją obojętną był tlenek glinu). Badania rentgenograficzne przeprowadzono metodą dyfraktometryczną na aparacie Geigerflex firmy Rigaku (przy zastosowaniu anody miedziowej i pomiarze kąta 2θ w zakresie od 4 do 55°). W badaniach mikroskopowych posługiwano się mikroskopami polaryzacyjnymi: Polam P-113, Amplival i mikroskopem uniwersalnym Reichert. Ich dodatkowe wyposażenie (przystawki fotograficzne, stolik integracyjny Eltinor, stolik uniwersalny Fiodorowa itp.) umożliwiło wykonanie wielu oznaczeń, analiz mikrometrycznych, mikrofotografii itp.

PODŁOŻE KULMU SOWIOGÓRSKIEGO

Na podstawie obserwacji tektonicznych i petrograficznych stwierdzono, że zrąb Gór Sowich zanurza się w kierunku południowo-wschodnim

(W. Grocholski 1967). Tendencje takie miały się zaznaczyć jeszcze przed osadzeniem kulmu sowiogórskiego. Wskazywałby na to fakt, że zdecy-

dowana większość osadów dolnokarbońskich ma biegi zbliżone do kierunku W–E i kierunku NW–SE, z upadami skierowanymi na S i SW z wyjątkiem stref silnie zdyslokowanych przez odnawiające uskoki młodowaryscyjskie i trzeciorzędowe.

Obszar bloku gnejsowego Gór Sowich można podzielić na dwie zasadnicze jednostki strukturalne: północną i południową. Podział ten znajduje swoje uzasadnienie już w opracowaniu Kalkowsky'ego (1878), który wyróżnił w obszarze Gór Sowich cztery homogeniczne obszary geologiczne: Bystrzycy, Sierpnicy, Wielkiej Sowy i Srebrnej Góry, stwierdzając, że obszar Bystrzycy cechują kierunki tektoniczne NE–SW, natomiast pozostałe trzy obszary mają struktury o dominującym kierunku NW–SE. Oberc (1972), podtrzymując zasadniczą ideę podziału Kalkowsky'ego (1878), określa część północną Gór Sowich mianem strefy Bystrzycy, natomiast południową nazywa strefą Wielkiej Sowy. Nieostra granica między tymi jednostkami przebiegałaby wzdłuż linii łączącej Głuszycę z Pieszycami (jest to linia w pewnym przybliżeniu równoleżnikowa), czyli znajdowałaby się nieco bardziej na południe niż proponował to Kalkowsky (*loco cit.*). Trzeba dodać, że podział ten znajduje uzasadnienie w tektonice fałdowej bloku gnejsowego Gór Sowich (Oberc 1972).

W. Grocholski (1967) na podstawie strukturalnej homogeniczności poszczególnych bloków gnejsów sowiogórskich wydzielił trzy główne jednostki strukturalne: północną, środkową i południową. Składają się one z kolei z mniejszych elementów strukturalnych. Jednostkę środkową, którą ogranicza od północy system dyslokacji doliny Bystrzycy, a od południa dyslokacja Pniaki–Rościszów, charakteryzuje, w odróżnieniu od pozostałych jednostek północnej i południowej, obecność zapadlisk tektonicznych, wypełnionych osadami dolnokarbońskimi oraz rozdzielających je zrębów tektonicznych. Należy wyraźnie podkreślić, że już sam autor tego trójczłonowego podziału kry sowiogórskiej zauważa liczne niejednorodności w budowie jednostki środkowej i stwierdza jednoznacznie, że elementy tektoniczne jednostki środkowej w części północno-zachodniej nawiązują budową wewnętrzną do rejonu doliny Bystrzycy, czyli do jednostki północnej, podczas gdy pozostałe, południowo-wschodnie części jednostki środkowej związane są ściśle cechami budowy wewnętrznej z jednostką południową bloku gnejsowego Gór Sowich.

Na warunki gromadzenia się osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich niewątpliwie

wpływ wywierała tektonika blokowa. Właśnie na analizie tektoniki blokowej oparty jest trójczłonowy podział bloku Gór Sowich (W. Grocholski 1967). Analizując jednak rozkład przestrzenny poszczególnych zespołów kulmu sowiogórskiego zauważamy, że osady te spoczywają zarówno na strukturze północnej (strefie Bystrzycy), jak i strukturze południowej (strefie Wielkiej Sowy). Warto przy tym zauważyć, że zespoły osadów dolnokarbońskich młodsze od poziomu *Beyrichoceras* zachowane są jedynie na strukturze Wielkiej Sowy, czyli na południe od równoleżnikowej linii Głuszycy–Pieszyce, wyznaczającej hipotetyczną granicę między jednostką północną i południową Oberca (1972). Na północ od tej linii, czyli na strukturze Bystrzycy, występują tylko osady starsze od poziomu *Goniatites* (analogiczne spostrzeżenia przytacza już w 1972 r. Oberc). Wskazuje to, że sedymentacja osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich była pod wpływem czynników, które nie były zależne od tektoniki blokowej. Zapewne były to czynniki związane z bardzo pierwotnymi rysami budowy geologicznej kry sowiogórskiej. Za ich istnieniem przemawia, oparty na analizie tektoniki fałdowej, dwuczłonowy model podziału bloku gnejsowego Gór Sowich. Linia rozdzielająca oba człony pokrywałaby się w dużym przybliżeniu z północnym zasięgiem osadów dolnokarbońskich młodszych od poziomu *Beyrichoceras*.

Oznaczenie wieku uskoków, z którymi w Górach Sowich nie są związane skały żyłowe, jest zadaniem niewdzięcznym, a wynik jest przeważnie jedynie hipotetyczny. Zastrzeżenie to nie dotyczy jedynie tych uskoków, w obrębie których występują pegmatyty, mylonity, serpentynity itp., które z dużą dozą pewności wskazują na ich przedkarbońskie założenia.

Niekiedy za dyslokacje waryscyjskie uważane są te uskoki ograniczające zapadliska tektoniczne, w których zachowały się osady karbońskie. Jednak ich geneza jest, jak się zdaje, bardziej złożona i wiązanie ich powstania z pojedynczą fazą aktywności jest mylące i zawodne. Sądzić należy, że funkcjonowały one w dłuższych odcinkach czasu. Przedkarbońskie założenia mają niewątpliwie niektóre dyslokacje ograniczające wystąpienia kulmu sowiogórskiego o kierunku zbliżonym do południkowego. Przykładem może być tutaj strefa dyslokacyjna Rzeczki czy też dyslokacja Pniaki–Rościszów, gdzie systemy spękań, rys ślizgowych, kilkakrotne rozwijanie się procesów hydrotermalnych i związanego z tym okruszczenia, obecność specyficznych ciał skalnych (my-

lonity, serpentynity) wskazują na długotrwały i wielofazowy proces rozwoju. Podobne cechy wykazuje również strefa dyslokacyjna południowo-zachodniej krawędzi bloku gnejsowego Gór Sowich, która na niewielkim odcinku oddziela również kulm sowiogórski z Sokolca i Jugowa od osadów depresji śródsudeckiej (W. Grocholski 1961).

W rezultacie należy wyraźnie podkreślić, że dla rozważań o podłożu i warunkach gromadzenia się osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich bardzo przydatny jest zarówno dwuczłonowy, jak i trójczłonowy model podziału bloku Gór Sowich. Dopiero jednoczesne uwzględnienie przesłanek wynikających z tych, niezależnych do pewnego stopnia modeli podziału tektonicznego

POZYCJA GEOLOGICZNA KULMU SOWIOGÓRSKIEGO

Na potrzeby prezentowanego opracowania zachowane w zapadliskach tektonicznych wśród gnejsów sowiogórskich poszczególne płaty osadów dolnokarbońskich wyróżniono jako: kulm z Lubachowa, Michałkowej i Glinna, kulm z Walimia, kulm z Kamionek oraz kulm z Sokolca i Jugowa (fig. 1).

Najbardziej wysuniętym na południe i jednocześnie jednym z największych obszarów występowania osadów dolnokarbońskich na gnejsach sowiogórskich jest kulm sowiogórski z Sokolca i Jugowa (fig. 2). Ciągnie się on pasmem długości blisko dziesięciu kilometrów od Dalkowa poprzez Sokolec, Jugów do Przygórza (z NW na SE) wzdłuż strefy dyslokacji brzeżnej południowego i południowo-zachodniego krańca bloku Gór Sowich. W okolicy Jugowa wschodnie kulmu sowiogórskiego mają największą szerokość (około 1,2 km), w najwęższych miejscach nie przekraczają natomiast nawet stu metrów (np. na NW od Przygórza lub na W od Sokolca). W odróżnieniu od pozostałych płyt osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich obszar ten znajduje się w strefie, wzdłuż której graniczą dwie ważne jednostki tektoniczne Sudetów Środkowych: kra sowiogórska i depresja śródsudecka.

Pozostałe płaty kulmu sowiogórskiego rozmieszczone są w wewnętrznej części bloku gnejsowego Gór Sowich. Wschodnie ich są również silnie wyciągnięte zgodnie z kierunkiem NW-SE (fig. 3-5). Kulm sowiogórski z Walimia rozprze-strzeniony jest między Jugowicami (na NW) i Rzeczką (na SE), kulm sowiogórski z Lubachowa, Michałkowej i Glinna występuje w nieco bardziej skomplikowanej formie zapadliska tektonicznego

Gór Sowich (bo dwuczłonowy determinowany jest głównie tektoniką fałdową, a trójczłonowy wynika zasadniczo z tektoniki blokowej), może ułatwić zrozumienie i wyjaśnienie sytuacji geologicznej poszczególnych zespołów kulmu sowiogórskiego.

W sensie litologicznym podłoże kulmu sowiogórskiego stanowią skały krystaliczne (najczęściej różnego typu gnejsy) identyczne z obserwowanymi współcześnie w tych częściach kry sowiogórskiej, które nie są przykryte płaszczem skał osadowych. Lokalnie fundament ten mogą stanowić także niewielkie wystąpienia skał zasadowych (np. w okolicy serpentynitowego ciała z Kamionek czy w okolicy ciała gabrowego z Sokolca).

między Bojanicami (na NNE) i Glinnem (na SSE), natomiast wschodnia kulmu sowiogórskiego z Kamionek ma kształt silnie wydłużonego trójkąta, którego najdłuższy bok wytyczają południowe krańce Kamionek (na SE) i miejscowość Potoczek (na NW). Długość tak wyznaczonych osi poszczególnych płyt kulmu w Górach Sowich nie przekracza kilku kilometrów, a szerokość ich oscyluje w pobliżu jednego kilometra.

Między Jedlińską Kopą (+724,7 m n.p.m.) i Rościszowem, w centralnej części Gór Sowich, występują wśród gnejsów i kulmu sowiogórskiego stosunkowo niewielkie ciała ryolitów i kersantytów. Ryolitom towarzyszą, stwierdzone ostatnio przez autora, niewielkie wystąpienia skał piroklastycznych. Wschodnie ryolitów i kersantytów tworzą pasmo punktowych wystąpień o przebiegu równoleżnikowym. W skład tego pasma wchodzi skały rejestrowane w okolicy Jedlińskiej Kopy (+724,7 m n.p.m.), a także nieco na południe od niej oraz w okolicy Walimia, Glinna i Rościszowa. Na południe i północ od wspomnianej strefy wystąpienia ryolitów i kersantytów rejestrowane są tylko wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi bloku Gór Sowich (Góra Koczan k. Podlesia, Warowna Góra k. Srebrnej Góry) oraz w okolicy Lubachowa (Góra Przygrodna) i Michałkowej.

LITOSTRATYGRAFIA KULMU SOWIOGÓRSKIEGO W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Informacje o występowaniu utworów dolnokarbońskich w Górach Sowich podawane były już w dziewiętnastym stuleciu (Buch 1839, 1843;

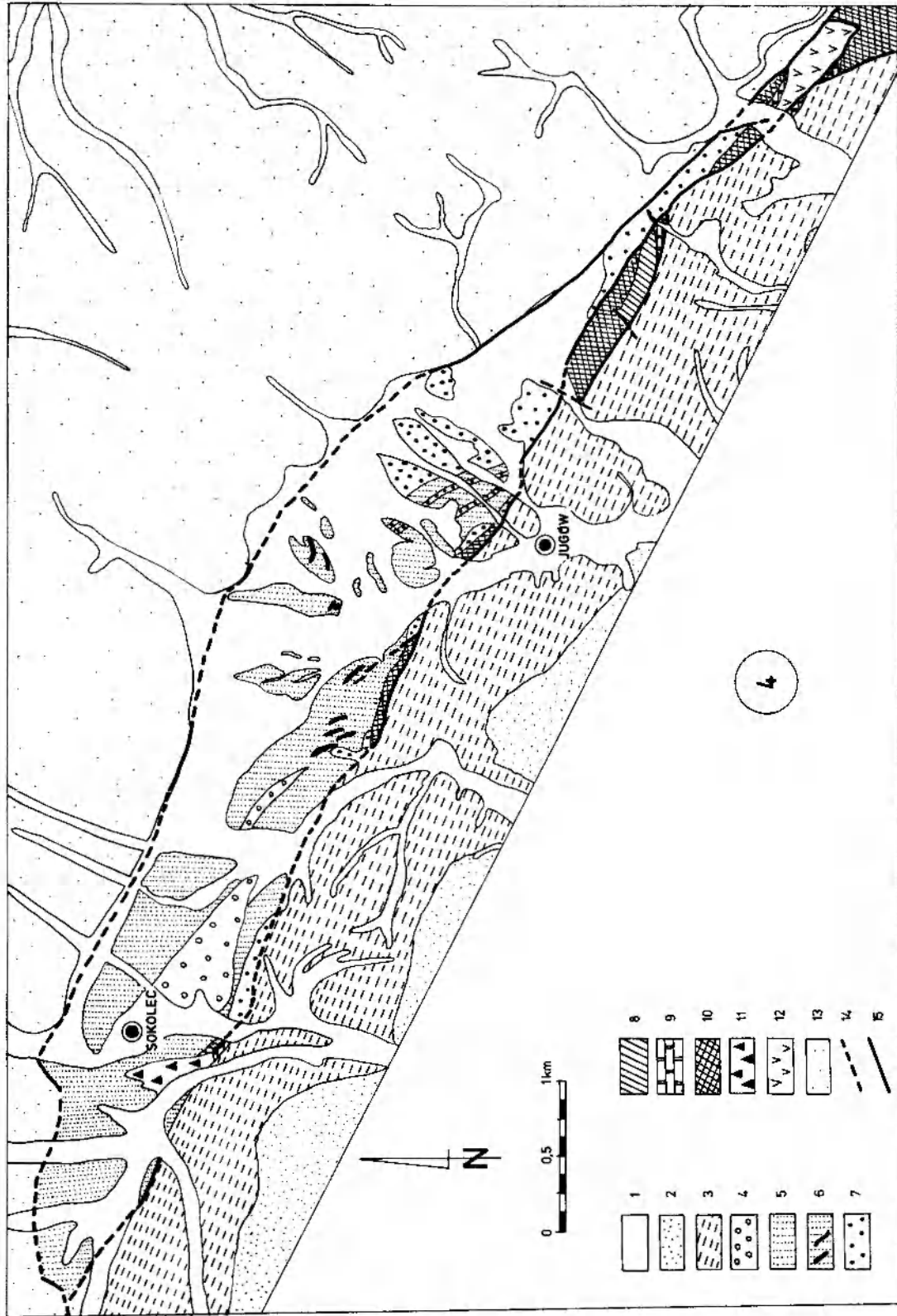


Fig. 2. Szkic geologiczny kolumny sowiegórskiej z Sokolca i Jugowa (wg Gawrońskiego 1958; Grochołskiego 1961; Zakowej 1965). 1 - czerwony spagowiec; 2 - czarny torzeń; 3 - czerwony spagowiec; 4 - dolny karbon; 5 - osady ilasto-szarogłazowe; 6 - osady ilasto-szarogłazowe z wkładkami wapieni; 7 - zepińce gabra; 8-13: stacje paleozoiku i proterozoiku; 14 - żyły kwarcowe; 9 - żyły kwarcowe; 10 - gnejsowe utwoy kataklazyczne (kataklazyty i mylonity); 11 - gabra; 12 - serpentynit; 13 - gnejsy sowiegórskie; 14 - usłoki stwardzone; 15 - usłoki stwardzone.

Geological sketch of the Sowie Mts. kolumn from Sokolec and Jugów (after Gawroński 1958; Grochołski 1961; Zakowa 1965). 1 - Quaternary; 2 - Roiliegendes; 3 - Upper Carboniferous; 4-7: Lower Carboniferous (the Sowie Mts kolumn); 4 - quartz conglomerates; 5 - clay-greywacke sediments; 6 - clay-greywacke sediments with limestone bands; 7 - gabbro-bearing conglomerates; 8-13: of the Paleozoic and Proterozoic; 8 - quartz veins; 9 - quartz veins; 10 - gneissic cataclasts (cataclasts, mylonites); 11 - gabbro; 12 - serpentinite; 13 - the Sowie Mts gneisses; 14 - hypothetical faults; 15 - faults.

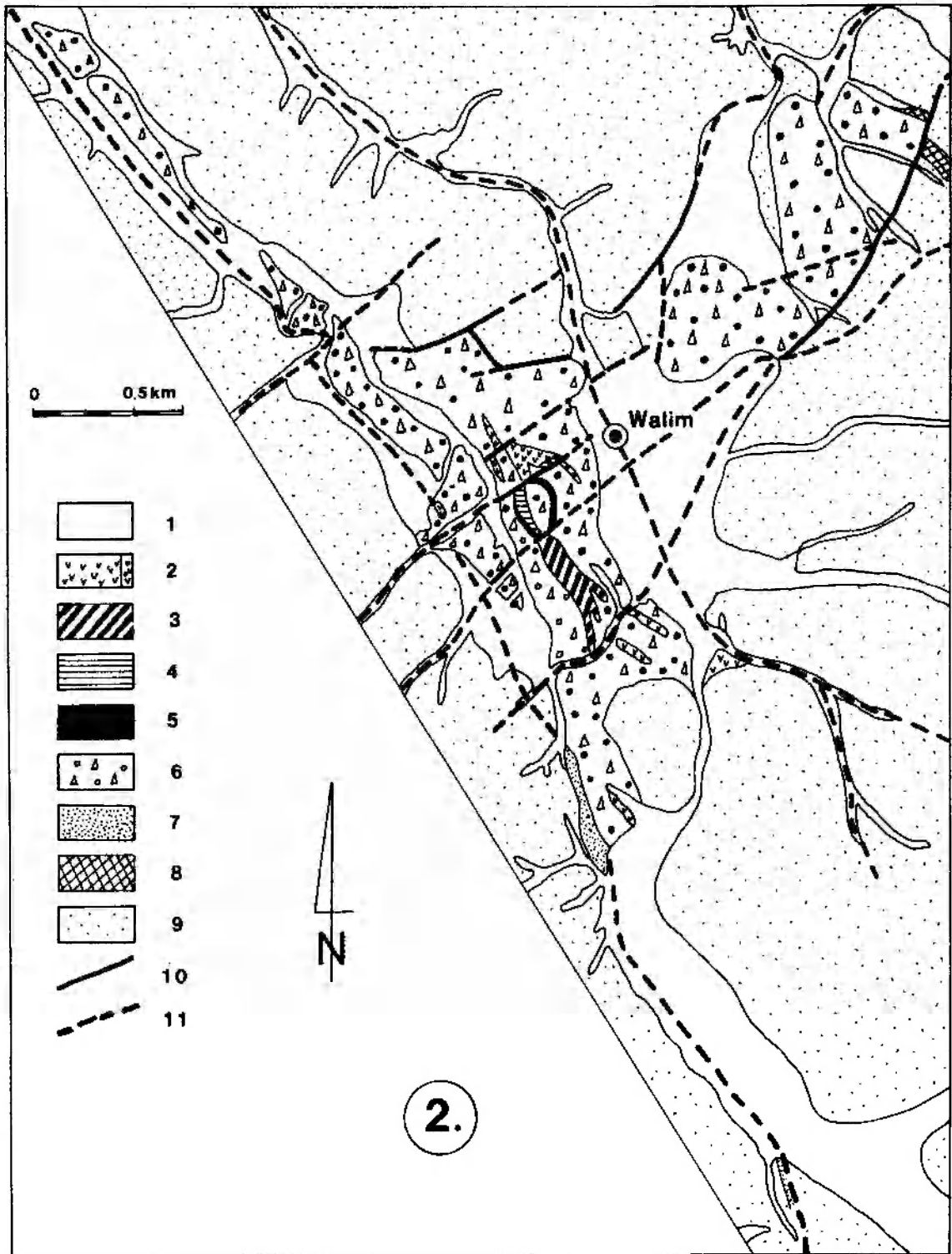


Fig. 3. Szkic geologiczny kulmu sowiogórskiego z Walimia (wg Grocholskiego 1956, zmienione). 1 – czwartorzęd; 2-3: górny karbon, 2 – ryolity i skały piroklastyczne, 3 – kersantyty; 4-6: dolny karbon (kulm sowiogórski), 4 – zsylikowane i skarbonatyzowane piaskowce gabrowe, 5 – zsylikowane i skarbonatyzowane zlepienie gabrowe, 6 – piaskowce i zlepienie gnejsowe; 7-9: starszy paleozoik i proterozoik, 7 – mylonity, 8 – hiperity, 9 – gnejsy sowiogórskie; 10 – uskoki stwierdzone; 11 – uskoki przypuszczalne

Geological sketch of the Sowie Mts kulum from Walim (after Grocholski 1956, modified). 1 – Quaternary; 2-3: Upper Carboniferous, 2 – rhyolite and pyroclastic rocks, 3 – kersantite; 4-6: Lower Carboniferous (the Sowie Mts. kulum), 4 – silicitized and carbonatized gabbro-bearing sandstones, 5 – silicitized and carbonatized gabbro-bearing conglomerates, 6 – gneissic sandstones and conglomerates; 7-9: older Paleozoic and Proterozoic, 7 – mylonites, 8 – hyperites, 9 – the Sowie Mts. gneisses; 10 – faults; 11 – hypothetical faults

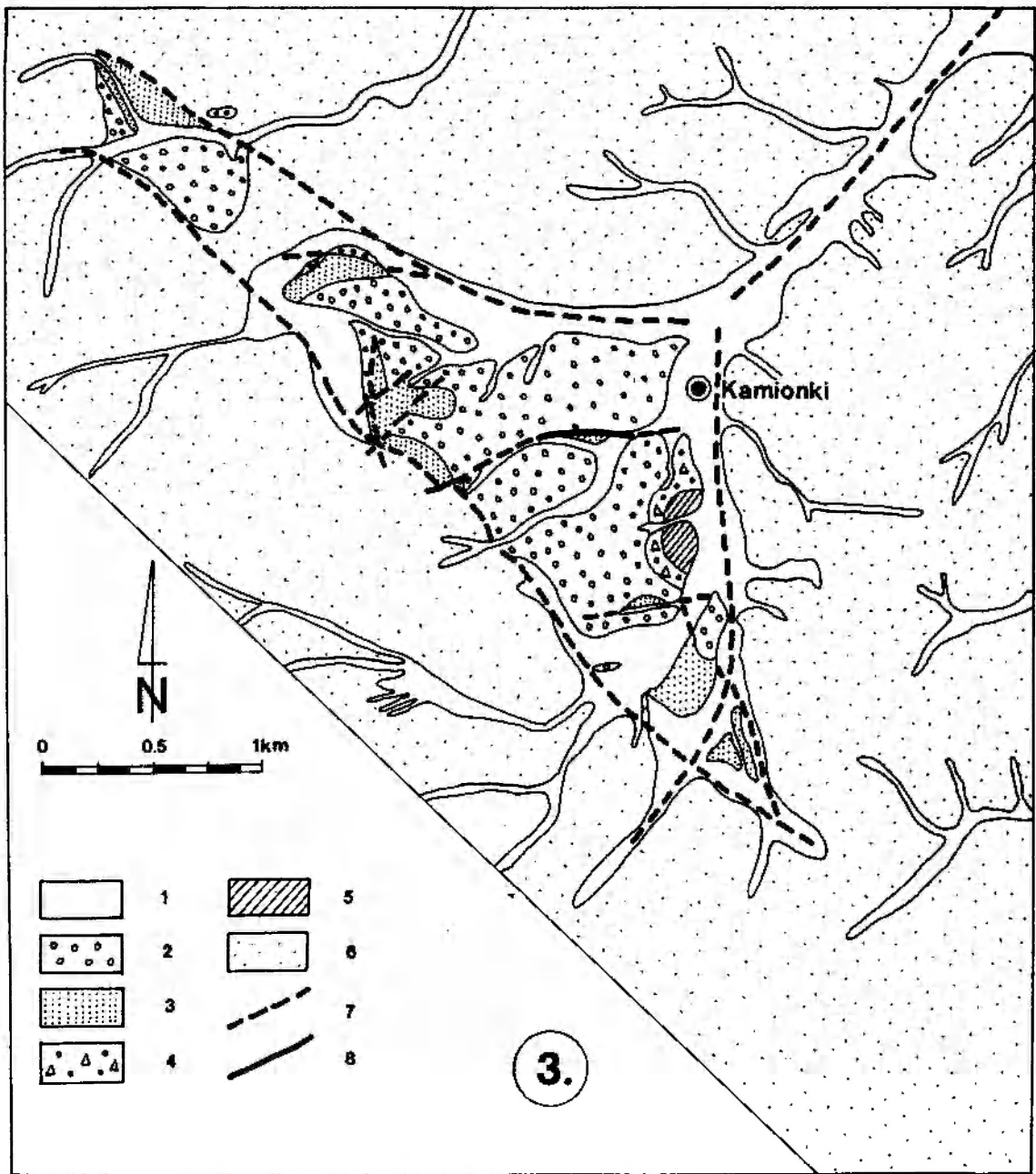


Fig. 4. Szkic geologiczny kulmu sowiogórskiego z Kamionek (wg Żakowej, Żaka 1962). 1 – czwartorzęd; 2-4: dolny karbon (kulm sowiogórski), 2 – zlepienie kwarcowe, 3 – osady ilasto-szarogłazowe, 4 – osadowe brekcje gnejsowe; 5-6: starszy paleozoik i proterozoik, 5 – serpentynit, 6 – gnejsy sowiogórskie; 7 – uskoki przypuszczalne; 8 – uskoki stwierdzone
 Geological sketch of the Sowie Mts. kulum from Kamionki (after Żakowa, Żak 1962). 1 – Quaternary; 2-4: Lower Carboniferous (the Sowie Mts. kulum), 2 – quartz conglomerates, 3 – clay-greywacke sediments, 4 – sedimentary gneissic breccias; 5-6: older Paleozoic and Proterozoic, 5 – serpentinite, 6 – the Sowie Mts. gneisses; 7 – hypothetical faults; 8 – faults

Beyrich 1843; Roemer 1860; Kalkowsky 1878; Dathe 1882, 1883, 1885; Schütze 1883; Zittel 1887). Zrozumiałe jest, że w początkowym okresie cała uwaga badaczy skupiona była na zagadnieniach związanych z pozycją geologiczną tych utworów. Szerokie omówienie wyników badań prowadzonych nad kulmem sowiogórskim do po-

czątków drugiej połowy bieżącego stulecia można znaleźć w pracach Żakowej (1960, 1966), Żakowej i Żaka (1962) oraz W. Grocholskiego (1967). W związku z tym autor czuje się zwolniony z obowiązku ich szczegółowego relacjonowania.

Zgodnie z dotychczasowymi poglądami fragmenty pokrywy dolnokarbońskiej w Górach So-

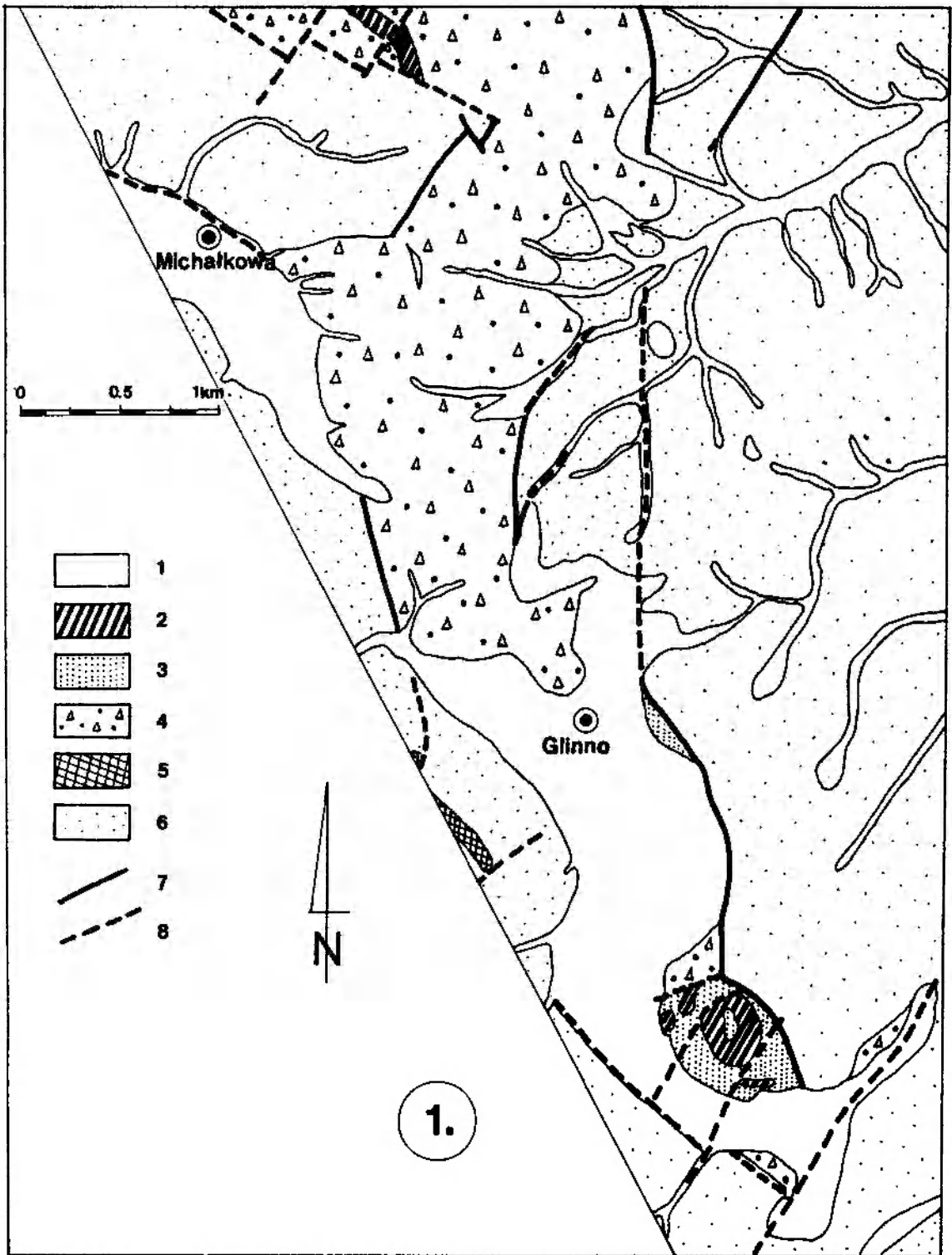


Fig. 5. Szkic geologiczny kulmu sowiogórskiego z Lubachowa, Michałkowej i Glinna (wg Grocholskiego 1956).
 1 – czwartorzęd; 2 – górny karbon (kersantyt); 3-4: dolny karbon (kulm sowiogórski), 3 – osady ilasto-szarogłazowe z drobnymi wkładkami węglanowymi, 4 – piaskowce i zlepienie gnejsowe; 5-6: starszy paleozoik i proterozoik, 5 – hiperity, 6 – gnejsy sowiogórskie; 7 – uskoki stwierdzone; 8 – uskoki przypuszczalne

Geological sketch of the Sowie Mts. kulum from Lubachów, Michałkowa and Glinno (after Grocholski 1956). 1 – Quaternary; 2 – Upper Carboniferous (kersantite); 3-4: Lower Carboniferous (the Sowie Mts. kulum), 3 – clay-greywacke sediments with fine bands of limestone, 4 – gneissic sandstones and conglomerates; 5-6: older Paleozoic and Proterozoic, 5 – hyperites, 6 – the Sowie Mts. gneisses; 7 – faults; 8 – hypothetical faults

wich reprezentowane są przez osady obejmujące poziomy *Beyrichoceras* i *Goniatites* (Go_a – Go_p) wżenu środkowego i późnego, leżące na głęboko zerodowanej formacji gnejsowej, złożonej głównie z paragnejsów i migmatytów oligoklazowo-biotytowych, którym towarzyszą podrzędnie granitognejsy mikroklinowe. Dotychczas osady dolnokarbońskie w Górach Sowich dzielono na trzy wyraźnie różniące się zespoły (tabela 1):

a) najniższy: brekcji, piaskowców i zlepieńców gnejsowych lub gabrowych;

b) środkowy: osadów ilasto-szarogłazowych z wkładkami zlepieńców gabrowych w dolnej części zespołu, arkoz, wapieni, margli, łupków węglistych, brekcji i zlepieńców śródformacyjnych oraz piaskowców gnejsowych;

c) najwyższy: zlepieńców kwarcowych.

Rozprzestrzenie poszczególnych dolnokarbońskich zespołów osadowych w Górach Sowich jest bardzo zróżnicowane. W Glinie Żakowa (1960) stwierdziła występowanie osadów, które określiła jako serię ilasto-szarogłazową z arkozami (około 200 m miąższości). Miałyby ona w całości wchodzić w skład zespołu środkowego (b) kulmu sowiogórskiego. Na szczególną uwagę zasługuje zwłaszcza opis spągowych warstw tej serii (*loco cit.*), której podłoża nie zdołano niestety osiągnąć robotami ziemnymi. Autorka dostrzegła na podstawie obserwacji makroskopowych odmienny charakter litologiczny najniższego, dziewięciometrowego fragmentu profilu litostratygraficznego serii ilasto-szarogłazowej, udostępnionego przekopem II i wyróżniła go jako odcinek A (*loco cit.*). Z zamieszczonego opisu wynika, że są to piaskowce składające się z ostrokrawędzistych ziarn kwarcu, skaleni i łuszczyków oraz spoiwa ilastego bez nawet najmniejszych, choćby śladowych ilości węglanów. Są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, a w części spągowej również gruboziarniste lub nawet zlepieńcowate, gruboławicowe. Udział skaleni w ich szkieletcie ziarnowym jest duży i niekiedy dorównuje zawartości kwarcu. Barwa skały jest zwykle jasna, różowo-szarawa. W najwyższej części odcinka A napotkano kilka drobnych soczewek wapienia ilastego (o miąższości kilku centymetrów i długości kilkadziesiąt centymetrów) oraz małe wapniste kongrecje, zbudowane z materiału piaszczystego. Zarówno soczewki wapienia, jak i wapniste kongrecje są zabarwione w części zewnętrznej tlenkami żelaza na rdzawobrunatny kolor. Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt, że „w warstwach odcinka A nie znaleziono nawet śladów szczątków pochodzenia organicznego” (cytat wg

Żakowej 1960). Bardzo podobny opis odnosi się do osadów stwierdzonych w najniższym odcinku przekopu III (*loco cit.*) z tą różnicą, że występują tam w piaskowcach również otoczaki gnejsów sowiogórskich o średnicy dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Również i tutaj nie napotkano śladów szczątków organicznych, tak powszechnie występujących przecież w wyższych odcinkach serii ilasto-szarogłazowej (zespół środkowy kulmu sowiogórskiego).

W Sokolcu najniższe warstwy, zaliczane przez Żakową (1966) do zespołu środkowego (b), odsłonięte przekopem V (wysuniętym najbardziej na W od Sokolca), mają bardzo podobne wykształcenie jak odcinek A wyróżniony w przekopach II i III w Glinie (Żakowa 1960). Odsłonięte tam skały osadowe, o miąższości około trzydziestu metrów, znajdują się w kontakcie z paragnejsami biotytowo-oligoklazowymi i migmatytami. Kontakt ten wydaje się pozornie zgodny, choć – jak podaje Żakowa (1966) – w związku z silnym spękaniami gnejsów może budzić duże zastrzeżenia. Z opisu wynika, że są to piaskowce z kwarcem wskazującym na pochodzenie ze skał metamorficznych (obserwacje mikroskopowe). Pozwoliło to nawet nazwać je piaskowcami gnejsowymi z uwagi na ich powstanie w bezpośrednim sąsiedztwie gór gnejsowych (miały powstać z erozji wydzwigniętych fragmentów kry sowiogórskiej). Bezpośrednio przy kontakcie z silnie spękanymi gnejsami sowiogórskimi są one gruboziarniste, barwy szarawej, twarde, z plamkami limonitu i znaczną liczbą blaszek muskowitu i biotyty, szczególnie obficie występujących na powierzchniach stratyfikacji. W obrębie tych piaskowców obserwowano występowanie cienkich wkładek ciemnoszarych łupków ilastych, również obficie wyposażonych w drobnoluseczkowe łuszczyki, szczególnie na powierzchniach oddzielności. W stropowej części odcinka z piaskowcami występuje charakterystyczna ławica zlepieńca gabrowego o miąższości nie przekraczającej dwu metrów. W tym miejscu należy wyraźnie zaznaczyć, że i w tych warstwach nie natrafiono nawet na ślady szczątków fauny, mimo że w wyższych częściach profilu są one powszechnie spotykane.

Najniżej występujące warstwy, zaliczane przez Żakową i Żaka (1962) do zespołu środkowego (b) kulmu sowiogórskiego z Kamionek, rozpoznano w okolicy wzgórza Kopaniec (+ 526,0). Osady te zostały określone jako szarogłazy z dużą ilością muskowitu i ziarn kwarcu (*loco cit.*). Warto przy tym znów zauważyć, że w warstwach tych nie stwierdzono nawet śladów szczątków fauny.

Tabela 1. Zesławienie dotychczasowych podziałów litostratigraficznych kulumu sowiogórskiego (wg Żakowa 1960, 1963 1966; Żakowa, Żak 1962)
Previous lithostratigraphic divisions of the Sowie Mts. ku'm (Żakowa 1960, 1963, 1966; Żakowa, Żak 1962)

1	2*	3	4	5	6	Sokolec	Jugów	Kamionki	Glinno	Michałkowa, Walim
Karbon górny Upper Carboni- ferous						Obok dyslokacyjnych granic karbonu górnego z dolnym, fragment granicy sedymentacyjnej. Warstwy żaclerskie na osadach kulumu sowiogórskiego Nearby dislocational boundaries between Upper and Lower Carboniferous, a part of the sedimentary boundary. Żacler layers upon sediments of the Sowie Mts. kulum	Dyslokacyjne granice karbonu górnego (warstwy wałbrzyskie, warstwy żaclerskie) z kulumem sowiogórskim Dislocational boundaries between Upper Carboniferous (Wałbrzych layers, Żacler layers) and the Sowie Mts. kulum	hiatus	hiatus	
						hiatus	hiatus	hiatus	hiatus	
Karbon dolny Lower Carboni- ferous	późny late	Cu III γ	D ₃	15 16	G ₁ ¹⁶ G ₂ ¹⁶	Zlepienie kwarcowe Quartz conglomerates	Zlepienie kwarcowe Quartz conglomerates	Zlepienie kwarcowe Quartz conglomerates	hiatus	hiatus
						Seria ilasto-szarogłazowa z wkładkami zlepieniów gabrowych Argillaceous-greywacke series containing bands of gabbro-bearing conglomerates Seria ilasto-szarogłazowa z wkładkami gabrowymi, wkładkami, soczewkami i butami margli oraz wapieni, z cienkimi warstwkami łupków węglistych, zlepieniów śródformacyjnych Argillaceous-greywacke series containing gabbro-bearing conglomerates; bands, lenses and balls of marls and limestones, thin layers of carbonaceous shales, fine-grained and intraformational conglomerates	Seria ilasto-szarogłazowa z wkładkami zlepieniów gabrowych Argillaceous-greywacke series containing bands of gabbro-bearing conglomerates Seria ilasto-szarogłazowa ze zlepieniami gabrowymi, z wkładkami, soczewkami i butami margli oraz wapieni, z warstwami łupków węglistych, zlepieniów drobnoziarnistych i zlepieniów śródformacyjnych Argillaceous-greywacke series containing gabbro-bearing conglomerates; bands, lenses and balls of marls and limestones; thin layers of carbonaceous shales, fine-grained and intraformational conglomerates	Seria ilasto-szarogłazowa z wkładkami zlepieniów gabrowych Argillaceous-greywacke series containing bands of gabbro-bearing conglomerates Seria ilasto-szarogłazowa z wapieniami koralowymi Clay-greywacke series containing coralline limestones	hiatus	Seria ilasto-szarogłazowa z piaskowcami i arkozami Clay-greywacke series containing sandstones and arcoses
		Cu III α	D ₁	14	G ₃ ¹⁴	Seria ilasto-szarogłazowa z piaskowcami gnejsowymi i cienkimi soczewkami zlepieniów gabrowych Argillaceous-greywacke series containing gneiss and thin layers of gabbro-bearing conglomerates	Seria ilasto-szarogłazowa z większymi ławicami zlepieniów gabrowych Argillaceous-greywacke series containing thick layers of gabbro-bearing conglomerates			

Wizen Viszan

środkowy mdle	Cu II γ-δ	G ₁ C ₂ S ₁ S ₂	12 13	<i>Byrrhoceras</i>	B ₁₊₂		Brekcje gnejsowe Gneiss breccias	Brekcje, piaskowce i zlepnie gnejsowe lub gabrowe Breccias, sandstones and conglomerates gneissic or gabbro-bearing
---------------	-----------	---	-------	--------------------	------------------	--	-------------------------------------	--

* Objaśnienia: 2,5 — podział chronologiczny wg Mameta 1976; 3,4 — podział chronologiczny wg Rhodesa *et al.* 1969, 1971; 6 — podział chronologiczny w Żakowej 1960, 1962, 1963.

Explanations: 2,5 — chronological division by Mamet 1976; 3,4 — chronological division by Rhodes *et al.* 1969, 1971; 6 — chronological division by Żakowa 1960, 1962 1963.

Stwierdzona miąższość tego odcinka osadów kulmu sowiogórskiego z Kamionek nie przekracza kilku metrów. W ich spągu występują brekcje gnejsowe zbudowane z ostrokrawędzistych okruców gnejsów sowiogórskich, na ogół trudnych do wyróżnienia i upakowanych tak ciasno, że matrix nie jest makroskopowo prawie wcale widoczna.

Brekcje, piaskowce i zlepieńce gnejsowe lub gabrowe stanowią dotychczas najmniej poznany zespół osadów kulmu sowiogórskiego. Wynika to między innymi z ich stosunkowo słabego odsłonięcia. Osady te uważane są w Górach Sowich za ekwiwalent wyższego odcinka warstw z Marciszowa (Żakowa 1963), które w depresji śródsudeckiej łączą się sedymentacyjnie z wizenem udokumentowanym paleontologicznie. Najbardziej rozległe wychodnie brekcji, zlepieńców i piaskowców gnejsowych znane są z okolic Walimia, Michałkowej, Lubachowa i Bojanic. W okolicy Walimia są również wychodnie zlepieńców gabrowych i gnejsowych (Dathe, Finckh 1923; Oberc 1949). W Glinnie wspomniani autorzy stwierdzają ponadto występowanie nierentownych pokładów węglowych, które stwierdzano w wyższych odcinkach profilu brekcji i piaskowców gnejsowych. Kalkowsky'emu (1878) znane były, z obszaru położonego nieco dalej na północ (okolice Michałkowej), wystąpienia łupków węglistych.

Przytoczone spostrzeżenia wskazują na powierzchniową znajomość osadów zaliczanych do zespołu najstarszego (a); widoczna jest także nieprecyzyjna interpretacja pozycji najstarszych warstw zespołu środkowego (b) kulmu sowiogórskiego. Już na podstawie spostrzeżeń dotychczasowych badaczy (Żakowa 1960, 1963, 1964, 1966; Żakowa, Żak 1962) można wskazać na potrzebę rewizji pozycji najstarszych warstw kulmu sowiogórskiego z Glinna, Kamionek, Sokolca i Jugowa, zaliczanych dotychczas do zespołu środkowego (b) kulmu sowiogórskiego. Wspomniani autorzy przytaczają wiele spostrzeżeń, które wbrew ich intencjom sugerują przynależność najstarszych warstw kulmu sowiogórskiego z Glinna, Kamionek, Sokolca i Jugowa do zespołu najniższego (a) kulmu sowiogórskiego. Podobne osady w obszarach sąsiadujących z krą sowiogórską znane są jedynie z północno-zachodniej części Gór Bardzkich. W najniższej części profilu występujących tam osadów dolnokarbońskich, w okolicy Podlesia, Nowej Wsi i Srebrnej Góry występują osadowe brekcje gnejsowe (Pacholska 1978). W składzie brekcji i zlepieńców gnejsowych zwraca uwagę stosunkowo duży udział fragmentów

zmylonityzowanych i często diaforycznie przeobrażonych odmian gnejsów sowiogórskich. Spotykane są też niezbyt liczne bloczki skał wapiennych oraz szczątki fauny, szczególnie w rejonie wschodnim, choć najniższa część profilu brekcji i zlepieńców gnejsowych najprawdopodobniej ich nie zawiera. Stwierdzane niekiedy bloczki gruboziarnistych piaskowców o spoiwie węglanowym oraz fragmenty ciemnych łupków są – zdaniem Oberca (1957a) – wieku górnodewońskiego. Na północ od Dzikowca osadowe brekcje gnejsowe zawierają prócz detrytusu gnejsowego także fragmenty skał zasadowych (gabr? Dziedzic 1970). Miąższość omawianej serii osadów jest zmienna, malejąca w kierunku wschodnim, od około 300 m w okolicy Nowej Wsi, do blisko 60 m w okolicy Srebrnej Góry (Pacholska 1978). Ułożenie tych utworów nie jest zbyt wyraźne. W przeszłości miąższość osadowych brekcji gnejsowych była wyraźnie zawyżana, z uwagi na zasadnicze trudności w odróżnianiu ich od tektonicznych brekcji gnejsowych, z którymi przeważnie sąsiadują, bowiem w strefie kontaktu gnejsy sowiogórskie są na ogół silnie stektonizowane i często upodobniają się do brekcji osadowej. Ponadto, sytuacja ta jest dodatkowo komplikowana występowaniem brekcji tektonicznych, powstałych ze skruszenia skał osadowych dolnego karbonu (*loco cit.*). Jako obszar źródłowy materiału gnejsowego wskazuje się południowo-wschodnią część kry sowiogórskiej. Brekcje, zlepieńce i piaskowce gnejsowe wraz w występującą w ich stropie warstwą tzw. „dolnego wapienia węglowego”, zaliczane są w Górach Bardzkich do najwyższego wczesnego wizeny (Oberc 1957 a, b; Górecka, Mamet 1970; Chorowska 1973). Byłyby zatem, według dotychczasowych ustaleń, nieco starsze od podobnych osadów występujących we wnętrzu Gór Sowich. Wreszcie należy stwierdzić, że istnieją pewne podobieństwa między niektórymi rodzajami osadów zespołu najniższego (a) kulmu sowiogórskiego i niektórymi rodzajami osadów wieku dolnokarbońskiego, rozpoznanych w kulmie starszym depresji śródsudeckiej (np. tzw. „brekcje z Nagórniaka”, Radwański 1952a, b; A. K. Teisseyre 1966, 1968, 1973; A. K. Teisseyre, J. Teisseyre 1969).

Dotychczas najlepiej poznany odcinkiem profilu osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich jest bogata w skamieniałości seria ilastoszarogłazowa (równoznaczna z zespołem środkowym kulmu sowiogórskiego), będąca tutaj ekwiwalentem warstw ze Starego Zdroju (Żakowa 1960, 1963, 1966; Żakowa, Żak 1962).

Osady zespołu środkowego (b) występujące w

Kamionkach złożone są z przewarstwiających się łupków szarogłazowych i szarogłazów, przy czym występują tutaj wszystkie typy pośrednie między pierwszym i drugim rodzajem skalnym (Żakowa, Żak 1962). Lokalnie występują w ich obrębie osady margliste, wapienne, brekcje śródformacyjne i soczewki drobnoziarnistych zlepieńców. Osady margliste i wapienne, jak się zdaje, występują jedynie w wyższej części profilu litostratygraficznego omawianego zespołu, na odcinku około dwudziestu metrów miąższości. Natomiast stropową część profilu zamykają szarogłazy z przewarstwieniami łupków szarogłazowych. Podścielają one bezpośrednio zespół zlepieńców kwarcowych (c) kulmu sowiogórskiego.

W Glinnie osady zespołu środkowego (b) reprezentowane są przez naprzemianległe zestawy łupków ilastych, zawierających cienkie warstewki łupków szarogłazowych lub soczewki piaszczyste i buły wapienne (do 10 cm średnicy) oraz zestawy grubych ławic szarogłazów zawierających również soczewki wapienne (kilkunastocentymetrowe) i otoczek gnejsów (dobrze oglądzone, kilkunastocentymetrowej średnicy, Żakowa 1960). W kontakcie z kersantylem obserwowano występowanie twardych i łupiących się kostkowo łupków ilastych. Duża twardość i charakterystyczna łupliwość spowodowana została zapewne oddziaływaniem kersantylu.

Odpowiednikiem zespołu środkowego z Kamionek i z Glinna są w okolicy Sokolca i Jugowa tzw. warstwy sokoleckie (Żakowa 1963, 1966a, b). Są one tak bogate w skamieniałości, że wysuwają się pod tym względem na pierwsze miejsce wśród zawierających szczątki fauny wychodni osadów dolnokarbońskich w Sudetach (Żakowa 1966b). Warstwy sokoleckie złożone są z przeławicających się łupków ilastych, łupków ilasto-szarogłazowych, łupków szarogłazowych, szarogłazów, drobnoziarnistych zlepieńców, łupków marglistych, łupków węglistych, margli, wapieni, zlepieńców śródformacyjnych oraz buł i kongrekcji wapiennych (*loco cit.*). Należy zwrócić również uwagę na obecność w niższym odcinku profilu warstw sokoleckich specyficznych osadów, określanych ogólnie mianem zlepieńców gabrowych. Obecność tego rodzaju osadów wyróżnia serię ilasto-szarogłazową z Sokolca i Jugowa spośród innych, równoległych osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich. Niewielkie odsłonięcie osadów gabronośnych znajduje się także w Walimiu. Podobne, lecz najprawdopodobniej innego wieku osady garbonośne znajdują się również w północno-wschodniej części karbonu noworudz-

kiego, w niezbyt dużej odległości od Sokolca i Jugowa (Dziedzic 1970).

Najmłodszy zespół osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich stanowią zlepieńce kwarcowe (c). Występują one w Kamionkach oraz w Sokolcu i Jugowie. Według dotychczasowych ustaleń, kontakt ich z występującym poniżej zespołem środkowym (b) jest zgodny (Żakowa, Żak 1962; Żakowa 1966a). Największe rozprzestrzenienie i najpokaźniejsze miąższości zlepieńców kwarcowych zostały odnotowane w kulmie sowiogórskim z Kamionek. Miąższość ich oceniana jest tutaj na blisko trzysta metrów (Żakowa, Żak 1962). Zlepieńce kwarcowe złożone są głównie z otoczków kwarcu różnego pochodzenia, fragmentów dewońskich i dolnokarbońskich skał osadowych (kulm starszy), okruchów zmetamorfizowanych skał kaledońskich lub prekambryjskich, pochodzących z obszaru Sudetów Środkowych, porfirów o bliżej nie określonym pochodzeniu, gabr z okolic Sobótki, wreszcie granitów, pegmatytów, amfibolitów i gnejsów sowiogórskich (*loco cit.*). Niewielkie fragmenty pokrywy zlepieńców kwarcowych, znane z Sokolca i Jugowa, jak się zdaje, odpowiadają tego rodzaju osadom opisywanym w Kamionkach (Żakowa 1966a). Potwierdza to, między innymi, kilka analiz składu petrograficznego zlepieńców z Sokolca i Jugowa (Dziedzicowa 1953).

Jedynie w Sokolcu i Jugowie kulm sowiogórski znajduje się w kontakcie z osadami górnokarbońskimi (W. Grocholski 1959, 1961; Żakowa 1966a). Obok przeważnie dyslokacyjnych granic karbonu górnego depresji śródsudeckiej z kulmem sowiogórskim, udokumentowano również występowanie niewielkiego odcinka granicy sedymentacyjnej, czyli zgodnego ułożenia warstw żaclerskich na osadach wizeńskich Gór Sowich ze znaczną luką sedymentacyjną, obejmującą zwłaszcza warstwy wałbrzyskie (Żakowa 1966a). Osady warstw żaclerskich miałyby zalegać na osadach kulmu sowiogórskiego z Sokolca i Jugowa przekraczająco (*loco cit.*).

Dokumentację paleontologiczną w obszarze Gór Sowich ma jedynie zespół środkowy (b) kulmu sowiogórskiego (Żakowa 1960, 1963, 1966 a, b; Żakowa, Żak 1962). W rezultacie zaliczono ten zespół do poziomu *Goniatites* (Go_{α} i $Go_{\alpha/\beta}$) wizeńsku późnego. Pozycję stratygraficzną pozostałych zespołów kulmu sowiogórskiego (najniższego i najwyższego) ustalono na podstawie ich ogólnej sytuacji geologicznej, a zwłaszcza stosunku do dobrze udokumentowanego zespołu środkowego (b). Zespół najniższy (a) umieszczony jest w profi-

lach stratygraficznych w poziomie *Beyrichoceras* wizenu środkowego (Żakowa, Żak 1962; Żakowa 1963). Na zbliżonych zasadach określana jest także pozycja stratygraficzna zlepieńców kwarcowych, tworzących zespół najwyższy (c) kulmu sowiogórskiego (*loco cit.*). Zlepieniece kwarcowe zaliczane są w całości do poziomu *Goniatites* (Go_{β}) wizenu późnego (Żakowa 1963).

TEKTONIKA

Wewnętrzna budowa zapadlisk tektonicznych, występujących w obrębie bloku Gór Sowich, wypełnionych utworami dolnego karbonu, jest stosunkowo mało poznana (Oberc 1949, 1972; Żakowa 1960, 1966a; Żakowa, Żak 1962; W. Grocholski 1967). Spowodowane jest to głównie stosunkowo słabym odsłonięciem omawianego terenu. Niemniej jednak na podstawie dotychczasowych badań można stwierdzić, że w obrębie wszystkich zapadlisk tektonicznych utwory dol-

nego karbonu są wyraźnie pofałdowane (*loco cit.*). Tektonika fałdowa odznacza się jednak małą intensywnością. Najczęściej są to szerokopromienne fałdy pochylone. Upady skrzydeł tych fałdów rzadko przekraczają 35° (tylko wyjątkowo mogą osiągnąć 70° – w kulmie z Kamionek; Żakowa, Żak 1962). Kierunek osi fałdów jest zmienny i oscyluje przeważnie między kierunkiem NW–SE i kierunkiem równoleżnikowym. Wergencja większości fałdów jest najczęściej północno-wschodnia. W pobliżu niektórych uskoków ograniczających zapadliska tektoniczne obserwuje się ponadto efekt ciągnięcia warstw. Jeszcze mniej wiadomo o różnowiekowych deformacjach nieciągłych. Szczególnie wyraźnie zaznaczyły się one w kulmie sowiogórskim z Kamionek (uskoki, drobne zręby i rowy tektoniczne w obrębie utworów dolnego karbonu; Żakowa, Żak 1962) oraz w okolicy Glinna i Lubachowa (uskoki w obrębie utworów dolnego karbonu; Żakowa 1960).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA KULMU SOWIOGÓRSKIEGO

Stosunki geometryczne istniejące między poszczególnymi obszarami występowania osadów dolnokarbońskich w Sudetach Środkowych są nadal niezbyt dobrze poznane i zrozumiałe. Wydaje się, że obok innych również badania petrograficzne mogą przynieść spostrzeżenia i przesłanki sprzyjające wyjaśnieniu pozycji geologicznej kulmu sowiogórskiego, zajmującego jakby pośrednie położenie między pozostałymi obszarami występowania utworów dolnokarbońskich w Sudetach Środkowych.

Autor, na podstawie przeprowadzonych obserwacji petrograficznych, skłonny jest podtrzymać stosowany dotychczas schemat podziału osadów kulmu sowiogórskiego, wprowadzając jednocześnie zmiany w jego treści. Trzeba dodać, że dotychczasowy schemat podziału osadów dolnokarbońskich w Górach Sowich jest bardzo użyteczny w realizacji zdjęć geologicznych (np. Dathe 1904 a, b; Gawroński 1958; W. Grocholski 1956; Żakowa, Żak 1962).

Proponowane zestawienie skał wchodzących w skład kulmu sowiogórskiego obejmuje:

ZESPÓŁ A

zestaw A₁

- osadowe brekcje gnejsowe,
- piaskowce i zlepienie gnejsowe,

zestaw A₂

- piaskowce i zlepienie gabronośne,

ZESPÓŁ BA

zestaw BA₁

- piaskowce i zlepienie gnejsowe zawierające okruchy skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej,
- łupki węgliste,

zestaw BA₂

- piaskowce i zlepienie gabronośne o cementie węglanowym,

ZESPÓŁ B

zestaw B₁

- łupki ilaste,
- mułowce szarogłazowe,

zestaw B₂

- subszarogłazy,

zestaw B₃

- biolityty,
- biomikryty i biomikrudyty,
- wapienie litoklastyczne,

ZESPÓŁ C

- zlepienie kwarcowe.

W przedstawionym zestawieniu jedynie wydzielenia określone mianem zespołu mogłyby pełnić rolę nieformalnych jednostek litostratygraficznych i być odpowiednikiem formacji. Pozostałe wydzielenia mają na celu usystematyzowanie opisu petrograficznego i odzwierciedlają jednocześnie różnicowanie litologiczne poszczególnych zespołów kulmu sowiogórskiego.

OSADOWE BREKCJE GNEJSOWE

Ostrokrawędziste okruchy gnejsowe bardzo źle wyodrębniają się makroskopowo w ubogiej masie wypełniającej gęsto upakowanych osadowych brekcji gnejsowych. Uławienie nie jest przeważnie dla oka widoczne albo jest bardzo niewyraźne. Jedynie w niektórych odślonięciach (np. na N od kościoła w Michałkowej) na podstawie kierunkowego uporządkowania większej liczby płaskich okruchów gnejsowych można próbować określić hipotetyczną często powierzchnię stratyfikacji. Wykazuje ona zwykle strome upady (od kilkunastu do kilkudziesięciu stopni).

Osadowe brekcje gnejsowe w porównaniu z występującymi często w sąsiedztwie tektonicznymi brekcjami gnejsowymi charakteryzują się wyraźnie ciaśniejszym upakowaniem i lepszym wysortowaniem przy zaznaczającej się równocześnie dużej różnorodności gnejsowego materiału detrytycznego wchodzącego w ich skład.

Pośród frakcji grubookruchowych szkieletu ziarnowego decydujące znaczenie mają okruchy o rozmiarach mieszczących się w przedziale od -2ϕ do -5ϕ (wg skali Krumbeina 1934). Stanowią one przeważnie od 45% do blisko 70% objętości skały. Resztę stanowi średnio- i drobnookruchowy materiał skalny i mineralny, powstały z kruszenia gnejsów sowiogórskich, tworzący podstawową część masy wypełniającej. Do szczególnie charakterystycznych składników masy wypełniającej należy zaliczyć pospolicie występujące minerały blaszkowe (biotyt, chloryty, nieco jasnych łuszczyków). Niekiedy minerały blaszkowe tworzą w tle osadowych brekcji gnejsowych nieregularne, gniazdowe skupiska. Również materiał grubookruchowy może tworzyć skupiska gniazdowe. Wspomniane formy nie wykazują ostro zaznaczających się powierzchni ograniczających; łączą się z otoczeniem w sposób gradacyjny, bez wyraźnie wyodrębnionej granicy. W tle osadowych brekcji gnejsowych spotykane są sporadycznie kilkudziesięciocentymetrowe, pojedyncze, ostrokrawędziste, silnie spękanе i zhematytowane wzdłuż powierzchni spękań bloki gnejsów sowiogórskich.

Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego osadowych brekcji gnejsowych nie różni się w istocie od składu skał tworzących odślonięte współcześnie fragmenty krystalicznego bloku Gór Sowich. W niektórych odślonięciach zauważa się, że przewagę uzyskują jedynie te rodzaje okruchów gnejsów sowiogórskich, z którymi graniczą

Tabela 2. Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego osadowych brekcji gnejsowych kulumu sowiogórskiego (na podstawie prób o zawartości od 300 do 400 okruchów skalnych) Petrographic composition of the framework of the sedimentary gneissic breccias from the Sowie Mts. kulum (based on samples containing 300-400 rock fragments)

Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego Petrographical composition of framework	Luba- chów w % liczby okruchów % of rocks fragments	Michał- kowa	Jawor- nik	Ka- mionki
Paragnejs biotytowo-oligoklazowy Biotite-oligoclase paragneiss	39,6	49,7	28,4	42,6
Gnejs migmatytowy Migmatitic gneiss	41,7	50,2	56,4	44,4
Paragnejs biotytowo-oligoklazowy z granatami Biotite-oligoclase, garnet-bearing paragneiss	—	—	—	2,4
Gnejs fibrolitowy Fibrous gneiss	—	0,1	13,2	—
Ortognejs Orthogneiss	16,8	—	2,0	10,0
Granulit Granulite	1,9	—	—	—
Serpentynit Serpentinite	—	—	—	0,6

wzdłuż dyslokacji osadowe brekcje gnejsowe kulumu sowiogórskiego (tabela 2, fig. 6). Ponieważ charakterystyka petrograficzna gnejsów sowiogórskich, tworzących okruchy wchodzące w skład omawianych brekcji gnejsowych, znajduje się w wielu publikowanych i niepublikowanych opracowaniach (Kalkowsky 1878; Polański 1954; Morawski 1960, 1962, 1963a, b, 1964, 1973; Juskowiak, Ryka 1960; Kryza 1976, 1977, 1978, 1981), poniżej przedstawione zostaną jedynie te cechy petrograficzne okruchów skalnych i ziarn mineralnych, które różnią je od skał krystalicznych kry sowiogórskiej występujących *in situ*, z których niszczenia powstały.

Przeważającą część okruchów skalnych i mineralnych wchodzących w skład osadowych brekcji gnejsowych cechują liczne znamiona rozkruszania (makro- i mikrospękania) i wietrzenia. Ślady rozkruszania szczególnie dobrze widoczne są w zbliżniaczonych polisyntetycznie plagioklazach i w kwarcu; znacznie gorzej uwidaczniają się one w minerałach blaszkowych. Mikrospękania w zbliżniaczonych przeważnie albitowo plagioklazach tworzą najczęściej regularny system. Kierunek mikrospękań układu się przeważnie prawie prostopadle w stosunku do prążków bliźniaczych

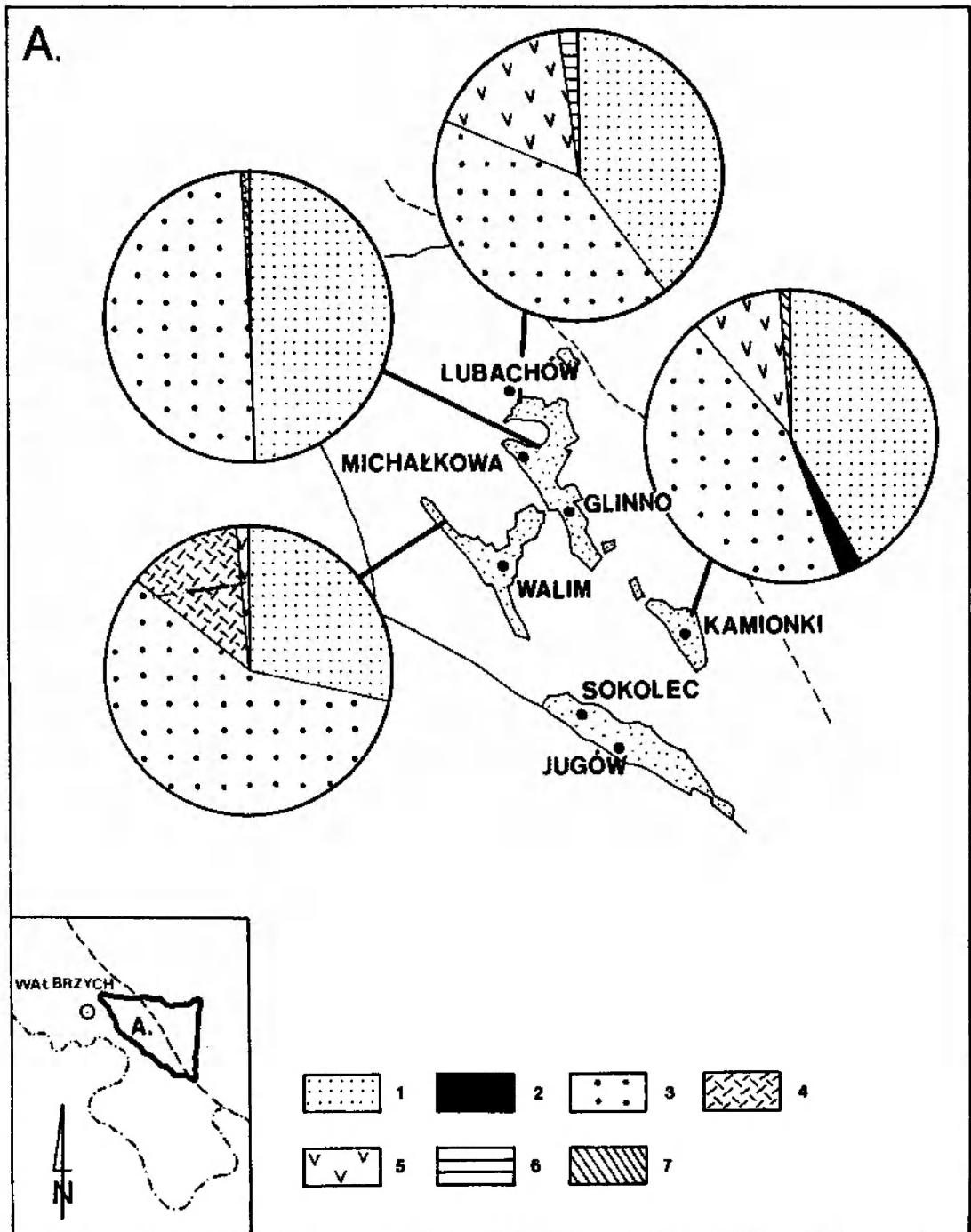


Fig. 6. Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego osadowych brekcji gnejsowych kulmu sowiogórskiego (diagramy kołowe).
1 – paragnejs biotyto-oligoklazowy; 2 – paragnejs biotyto-oligoklazowy z granatami; 3 – gnejs migmatytowy;
4 – gnejs fibrolitowy; 5 – ortognejs; 6 – granulit; 7 – serpentynit

Petrographical composition of the framework of sedimentary breccias from the Sowie Mts. kulum (circle diagrams).
1 – biotite-oligoclase paragneiss; 2 – biotite-oligoclase paragneiss with garnets; 3 – migmatitic gneiss; 4 – fibrolitic gneiss; 5 – orthogneiss; 6 – granulite; 7 – serpentinite

(od 85 do 90°), wykorzystując w znacznym stopniu łupliwość według 001. Według tego systemu mikrospeków obserwuje się drobne, bardzo charakterystyczne przemieszczenia względem siebie fragmentów polisyntetycznie zbliżonych, tabliczkowatych plagioklazów. Na ten gęsty i prostoliniowy system mikrospeków nakładają się sę-

kania występujące rzadziej, bardzo nieregularnie, przecinające tabliczki plagioklazów w zupełnie dowolnych kierunkach. Często rozgałęziają się one nieoczekiwanie na kilka drobniejszych, równie nieregularnych sęków lub wygasają wzdłuż konturów kryształów. Przeważnie można je jednak śledzić w kilku lub kilkunastu sąsiadujących

ze sobą kryształach. Spękania te określono mianem makrospękań. Bywają one często wyścielone obficie hematytom lub submikroskopowej wielkości miazgą mineralną (niekiedy nawet izotropową). Wskazuje to na odbywanie się drobnych przemieszczeń wzdłuż tych spękań. Od powierzchni spękań inicjowane są również procesy wietrzenia.

Kwarc, o ksenomorficznym zarysie kryształów i izometrycznym wykształceniu cechuje się w omawianych okruchach skał krystalicznych rozpadem większych osobników mineralnych na mozaikę drobniejszych, ostrokrawędzistych fragmentów (kataklaza). Przestrzenie pomiędzy tymi fragmentami bywają wypełnione przez submikroskopowej wielkości miazgę kwarcową. Tego rodzaju rozpad kryształów kwarcu następuje w związku z występowaniem licznych, gęsto krzyżujących się, nieregularnie przebiegających mikro- i makrospękań. Warto jednocześnie zaznaczyć, że poszczególne fragmenty kwarcu tworzące ostrokrawędzistą mozaikę odznaczają się intensywnie falistym lub smużystym wygaszaniem światła.

Skaleń potasowy (mikroklin) występujący w okruchach gnejsowych w postaci drobnych, ksenomorficznych kryształów, rzadko bywa naruszany przez makro- i mikrospękania; najczęściej spękania omijają kryształy wzdłuż ich konturu.

W minerałach blaszkowych rozdrabnianie odbywało się wzdłuż płaszczyzn jednokierunkowej łupliwości (001). O ich istnieniu można się przekonać obserwując przemieszczenia względem siebie fragmentów blaszek łyszczyków wzdłuż spękań, których kontynuację obserwowano w sąsiadujących kryształach skaleni czy kwarcu. Minerały blaszkowe pocięte spękaniami o większym zasięgu (makrospękaniami) są przeważnie bardzo silnie postrzępione pędzelkowato. Warto również podkreślić, że w wielu blaszkach, mimo braku śladów kruszenia, obserwowano występowanie smużystego lub falistego wygaszania światła, świadczącego o ich dynamicznym zaangażowaniu.

W wielu okruchach gnejsowych obserwowano widoczne makroskopowo spękania, wyścielone drobnoziarnistą miazgą mineralną przesyconą hematytom. To właśnie hematyt wypełniający i wyścielający bardzo liczne drobne szczelinki, spękania i mikrospękania nadaje okruchom gnejsowym charakterystycznie rdzawą barwę. Podobnie intensywne nasycenie hematytom spękań i drobnych szczelin obserwowano w pobliżu dyslokacji tnących w wielu miejscach gnejsy sowiogórskie.

Równie charakterystyczną cechą, występującą w przeważającej części okruchów skalnych i ziarn mineralnych wchodzących w skład osadowych brekcji gnejsowych jest obecność produktów procesu wietrzenia. Najczęściej obserwowanym przejawem wietrzenia jest kaolinityzacja skaleni. Delikatne łuseczki kaolinitu o słabej dwójłomności grupują się w pierwszej fazie rozwoju tego procesu wokół powierzchni makro- i mikrospękań. Dopiero w następnym etapie ogarniają całą ich powierzchnię i mogą wówczas tworzyć pseudomorfozy kaolinitowe po kryształach skaleni. Brak większych ilości kaolinitu w matrix (z wyjątkiem pseudomorfoz po skaleniach) sugeruje, że proces kaolinityzacji rozwinął się w osadowych brekcjach gnejsowych na większą skalę dopiero po depozycji materiału okruchowego. Rozwojowi kaolinityzacji sprzyjała niewątpliwie obecność bardzo częstych makro- i mikrospękań. Innym wyraźnie zaznaczającym się przejawem wietrzenia jest powszechne wybielenie blaszek biotytowych uczestniczących w matrix. Podobny proces we wnętrzach okruchów gnejsowych zaznacza się jedynie w tych blaszkach biotyty, które występują w pobliżu powierzchni większych spękań. Dowodzi to, że proces ten nastąpił dopiero po depozycji materiału okruchowego.

W części okruchów gnejsowych biotyt jest kompletnie schlorytyzowany. Jednocześnie obserwuje się występowanie wzdłuż powierzchni jednokierunkowej łupliwości cienkich, sznureczkowatych skupień rdzawobrunatnawych tlenków żelaza. Ponieważ występują one bardzo gęsto, uniemożliwiają bliższe oznaczenie cech optycznych i rodzaju występującego chlorytu. Jedynie niektóre blaszki niebrunatnawego chlorytu można określić jako pennin. Charakteryzują go subnormalne niebieskawe barwy interferencyjne, bardzo niska dwójłomność ($\Delta = 0,002$), bladoniebieskawozielona barwa i wyraźny pleochroizm w przekrojach prostopadłych do jednokierunkowej łupliwości. Często widoczne są także drobne pola pleochroiczne związane z obecnością wrostków minerałów zawierających pierwiastki promieniotwórcze (cykon). Zostały one odziedziczone po schlorytyzowanym biotycie. Pozostała część okruchów gnejsowych zawiera biotyt, który tylko tu i ówdzie uległ chlorytyzacji. Chlorytem tym jest przeważnie pennin. Niekiedy występuje również silniej dwójłomny ($\Delta = 0,006$), bladożółtawy i o brunatnawych barwach interferencyjnych klinochlor.

Omawiane osadowe brekcje gnejsowe charakteryzują się słabą zwięzłością, wytworzoną wskutek cementacji hematytom, zasklepiającym niektó-

re przestrzenie porowe oraz w wyniku rozwoju niezbyt intensywne procesy kompacyjne, których przejawy obserwowano jako zmiany w blaszkowych śladnikach matrix. Uboga matrix złożona jest z rozdrobnionego, ostrokrawędzistego lub nieco zaokrąglonego druzgotu gnejsowego, przemieszanego z ziarnami kwarcu, skaleni (w części skałinityzowanymi) i postrzępionych, wybielonych blaszek biotytu (plansza IV, 2, 4). Nieliczne blaszki jasnych łyszczyków występują najczęściej w prawidłowych zrostach z biotytem. W składzie matrix uczestniczą również powszechnie detrytyczne blaszki i agregaty blaszkowe chlorytów. Obok pyłu kwarcowo-skaleniowego stanowią one najdrobniejszą jej frakcję. Udział minerałów blaszkowych w matrix zmienia się od kilku do kilkunastu i kilkudziesięciu procent jej objętości (od 7 do 42⁰/₀; w tym biotyt stanowi od 40-90⁰/₀, chloryty – od 8 do 52⁰/₀, jasne łyszczyki – od 2 do 8⁰/₀). Drobnie, detrytyczne blaszki chlorytów stanowią główny składnik „spoiwa ilastego” w omawianych składach i wypełniają większość przestrzeni pomiędzy składnikami ziarnistymi i dużymi blaszkami łyszczyków. W wyniku działania kompacji doszło do ogólnego zagęszczenia upakowania składników ziarnistych oraz do plastycznego dostosowania się ułożenia większych blaszek łyszczyków i chlorytów do kształtu składników ziarnistych. Pozostałe przestrzenie pomiędzy twardszymi składnikami ziarnistymi i zdeformowanymi przez nie plastycznie większymi składnikami blaszkowymi wypełnione zostały drobnoblaszkowymi chlorytami i hematytem (udział cementu nie przekracza zwykle kilku procent objętości skały). Mimo że w skale dominują składniki ziarniste, nie stwierdzono przejawów wzajemnego ich oddziaływania spowodowanych kompacją (brak jest nawet najmniejszych śladów wcisków „ziarno w ziarno”). Plastyczne deformacje minerałów blaszkowych są natomiast niezwykle powszechne. Bywają one często połączone z włączaniem poszczególnych blaszek w drobne szczeliny i spękania obecne w okruchach skalnych. Mimo plastycznego zdeformowania minerałów blaszkowych przez twardsze składniki ziarniste, świadczącego o działaniu kompacji, brak objawów jej działania na styku składników ziarnistych można wytłumaczyć stopniowym rozładowywaniem się naprężeń (w miarę narastania stresu) poprzez stopniowe zaciskanie się makro- i mikrospękań obecnych w składnikach ziarnistych, w związku z czym nie dochodziło do reakcji na styku ziarn.

PIASKOWCE I ZLEPIENICE GNEJSOWE

Są to w większości średnio-, grubo-, i bardzo gruboziarniste piaskowce (od 2 do -1ϕ według skali Krumbeina 1934) oraz drobno- i średnioziarniste zlepienice (od -1 do -7ϕ wg skali *loco cit.*). Skały te tworzą przeważnie ławice o homogenicznej budowie. Pewną ich część wyróżnia uziarnienie frakcjonalne o złym rozdzielaniu. Dostrzegalna często tekstura kierunkowa skał wynika ze sposobu ułożenia bardziej płaskich ziarn skalnych i mineralnych, a szczególnie z wysycenia powierzchni stratyfikacji przez obficie niekiedy występujące minerały blaszkowe.

Mięszkość ławic jest przeważnie duża i zmienia się w bardzo szerokich granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (najczęściej są to ławice o mięszkości mieszczącej się w przedziale od 0,5 do 1,5 m).

Barwa skał jest jasna (jasnoszara, kremowo-żółtawoszara, żółtawordzawa). Ławice bardziej bogate w zwęgloną sieczkę roślinną mają barwy ciemniejsze (intensywność uzależniona jest od stopnia rozdrobnienia i zawartości sieczki roślinnej).

Szkielet ziarnowy omawianych skał jest przeważnie zwarty (plansza III, 1, 2). Są to osady stosunkowo dobrze przemyte i praktycznie nie zawierają znaczącej ilości frakcji pyłowej i ilastej. Jeżeli występuje frakcja ilasta, to stanowią ją bardzo silnie rozdrobnione łyszczyki (biotyt i jasne łyszczyki) oraz drobne blaszki i agregaty blaszkowe chlorytów (pennin, klinochlor).

Wysortowanie określano na podstawie przesiewania rozluźnionego naturalnie materiału skalnego. W rezultacie stwierdzono umiarkowanie dobre, umiarkowane i umiarkowanie złe wysortowanie oraz mniej lub bardziej wyraźnie bimodalny rozkład ziarnowy, z głównymi maksimami przypadającymi w klasie piasku i żwiru (fig. 7). Taki rozkład ziarnowy spowodowany jest stałym występowaniem w zlepienicach gnejsowych obfitej piaszczystej matrix oraz równie stałą obecnością materiału żwirkowego w piaskowcach. Skrajnie „czyste” ławice piaskowców gnejsowych (tj. takie, które nie zawierają materiału żwirkowego) są niezwykle rzadko spotykane. Materiał grubookruchowy stanowi w piaskowcach gnejsowych przeważnie od kilku do kilkunastu procent objętości skały. Ogólnie można stwierdzić, że mamy tutaj do czynienia z średnio- i grubookruchowymi skałami, które charakteryzują się obecnością wszystkich ogniw pośrednich między nimi, tzn. ogniw

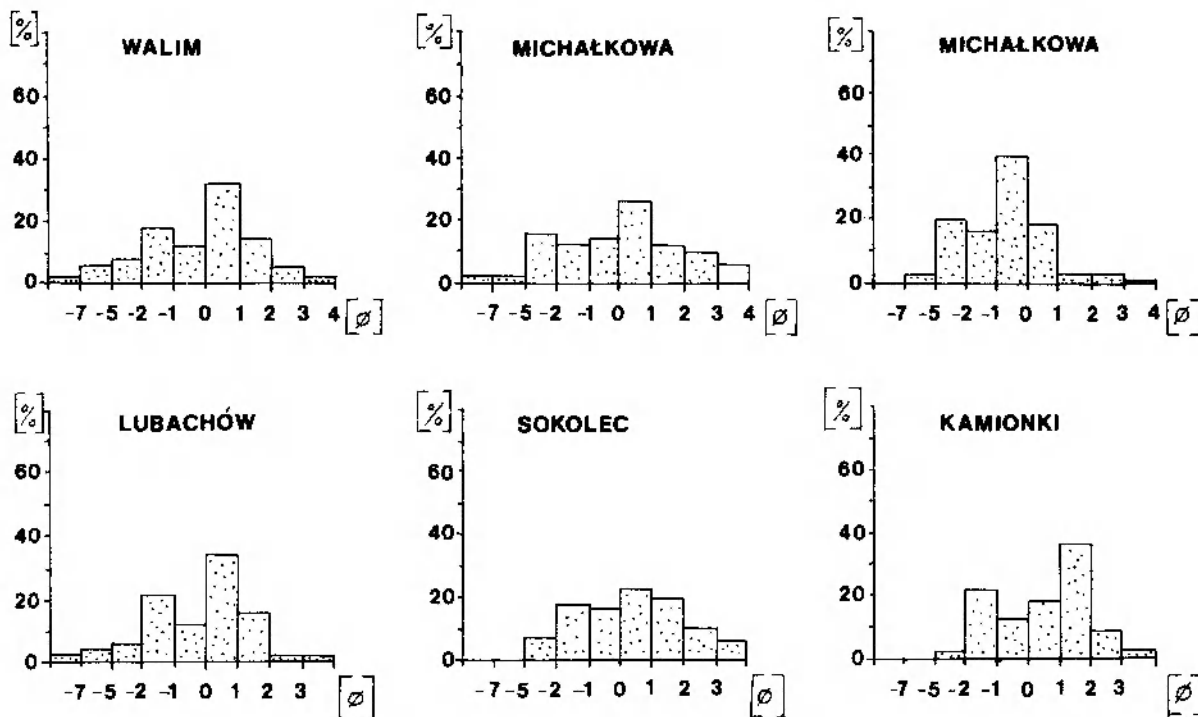


Fig. 7. Wybrane histogramy wysortowania piaskowców i zlepieńców gnejsowych kulmu sowiogórskiego (skala φ, wg Krumbeina 1934)

Selected histograms of the gradation degree for gneissic sandstones and conglomerates from the Sowie Mts. kulum (φ scale, according to Krumbein 1934)

mieszczących się w bardzo szerokim przedziale od „czystych” piaskowców, poprzez piaskowce z różną zawartością materiału żwirkowego, parzlepieńce, aż po ortozlepieńce (te ostatnie są równie rzadko spotykane, jak i „czyste” piaskowce). W wykształconych w ten sposób ławicach piaskowców i niektórych ławicach drobnoziarnistych zlepieńców obserwowano występowanie samotnych otoczek gnejsowych, których rozmiar zdecydowanie różnił się od przeciętnej wielkości pozostałych okruchów skalnych. Jednocześnie wyróżniają się one zdecydowanie gorszym obtoczeniem. Z uwagi na obtoczenie ziarn zarówno zlepieńce, jak i piaskowce gnejsowe są osadem niezbyt dojrzałym. Porównanie wizualne z wzorcem Powersa (1953) wskazuje jednoznacznie, że większość okruchów skalnych i mineralnych można zaliczyć do półostrokrawędzistych i półobtoczonych. Forma okruchów skorelowana jest przeważnie z rodzajem skały, która go tworzy, oraz z jej teksturą. Formy dyskoidalne i płaskie charakterystyczne są dla paragnejsów, natomiast formy zbliżone do izometrycznych mają okruchy ortognejsów, gnejsów fibrolitowych i kwarców żyłowych. Występujące w niektórych ławicach piaskowców i zlepieńców gnejsowych otoczki skał

pochodzenia niesowiogórskiego wyróżniają się zdecydowanie lepszym obtoczeniem i wygładzeniem powierzchni, podczas gdy otoczki gnejsów sowiogórskich mają powierzchnie chropowate, nierówne, z licznymi zagłębieniami. Otoczki gnejsów sowiogórskich i skał pochodzenia niesowiogórskiego dobrze wyodrębniają się w tle bardziej drobnoziarnistej masy wypełniającej piaskowców i zlepieńców gnejsowych. Jak już wspomniano, udział piaszczystej masy wypełniającej w zlepieńcach jest duży i wynosi zwykle od 30 do 50% objętości skały. Z teksturalnego punktu widzenia można je zatem określić jako oligomiktyczne parakonglomeraty (tylko sporadycznie ortokonglomeraty). Ich oligomiktyczność nie jest stała. W niektórych ławicach stwierdza się również obecność otoczek skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej (tabela 3).

Masa wypełniająca zlepieńców gnejsowych złożona jest z materiału piaszczystego, który wymieszany jest z dużymi blaszkami łyśczyków, wyscielającymi także obficie powierzchnie stratyfikacji. Charakterystyka petrograficzna masy wypełniającej zlepieńców gnejsowych jest identyczna z charakterystyką petrograficzną piaskowców,

Tabela 3. Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego zlepieńców gnejsowych (próby o zawartości od 200 do 300 otoczków)

Petrographic composition of the framework of gneissic conglomerates (samples containing 200–300 pebbles)

Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego Petrographic composition of framework	Walim w % % of rocks	Michał- kowa liczby otoczków % of rocks pebbles	Luba- chów
Paragnejs biotyto-oligoklazowy	17,6	27,1	36,9
Biotite-oligoclase paragneiss			
Gnejs migmatytowy	37,0	29,8	33,1
Migmatic gneiss			
Gnejs fibrolitowy	7,2	1,8	2,5
Fibrous gneiss			
Ortognejs	5,5	8,9	4,6
Orthogneiss			
Granulit	–	1,0	4,0
Granulite			
Kwarc żyłowy	15,4	19,7	13,5
Massive quartz from veins			
Fragmenty skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej*	7,3	11,7	5,4
Fragments of rocks that previously formed metamorphosed sedimentary formation			

* Udział otoczków skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej jest rejestrowany tylko w niektórych ławicach zlepieńców gnejsowych.

Pebbles of rocks that previously formed metamorphosed sedimentary formation are recognized only in certain layers of gneissic conglomerates.

przedstawioną w dalszej części rozdziału. Jedyna bardziej istotna różnica pomiędzy masą wypełniającą zlepieńców gnejsowych i piaskowcami gnejsowymi sprowadza się do mniejszego udziału minerałów blaszkowych w składzie matrix zlepieńców.

Charakterystyka petrograficzna otoczków gnejsowych, które wchodzi w skład szkieletu ziarnowego zlepieńców gnejsowych, pokrywa się z charakterystyką petrograficzną różnych odmian gnejsów sowiogórskich, którą można znaleźć w wielu opublikowanych i nie opublikowanych dotychczas opracowaniach (Polański 1954; Morawski 1960, 1962, 1963a, b, 1964, 1973; Juskowiak, Ryka 1960; Kryza 1976, 1977, 1978, 1981). Pozostała część otoczków, które określono jako pochodzenia niesowiogórskiego (pochodzące z erozji skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej), stanowią

lidyty, kwarcyty, fyllity, łupki łyszczkowo-chlorytowe, łupki albitowo-chlorytowo-epidotowe, łupki krzemionkowe i łupki kwarcytowe. Skały te wymieniono w kolejności odpowiadającej malejącej częstości występowania ich otoczków w składzie szkieletu ziarnowego zlepieńców gnejsowych. Ważnym składnikiem szkieletu ziarnowego zlepieńców są także otoczki kwarcu żyłowego (tabela 3). Z uwagi na słabe obtoczenie można uznać, że pochodzi on z niszczenia żył kwarcowych występujących w gnejsach sowiogórskich (drobne żyły kwarcowe stwierdzano również w obrębie większych otoczków gnejsów sowiogórskich).

Tę część otoczków skał krzemionkowych, którą charakteryzuje homogeniczna budowa i czarna barwa, określano jako lidyty. Otoczki te zbudowane są z mikrokrystalicznego kwarcu, z rozmieszczonymi tu i ówdzie sferolitami chalcodonowymi. Pozostała część różnobarwnych otoczków skał krzemionkowych z uwagi na mniej lub bardziej wyraźną teksturę kierunkową i dobrą podzielność zaliczono do łupków krzemionkowych. Podobne zasady stosowano w makroskopowym klasyfikowaniu otoczków kwarcytów i łupków kwarcytowych. Otoczki kwarcytów wyróżniają się brakiem tekstur kierunkowych oraz zlewną strukturą.

Szczególnie charakterystycznym składnikiem w grupie otoczków pochodzenia niesowiogórskiego są płaskie otoczki fyllitów, wyróżniające się obecnością licznych, drobnych fałdków. Podobne cechy widoczne są także mikroskopowo (mikrofałdki). Skały te zbudowane są z występujących naprzemianlegle warstewek kwarcowo-serycytowych i serycytowo-muskowitowo-biotyto-wo-chlorytowych. W warstewkach tych, tu i ówdzie obserwowano wstępowanie drobnych, drobnokrystalicznych skupień kalcytu. Sporadycznie występują również pojedyncze kryształy albitu (An_4). Otoczki łupków łyszczkowo-chlorytowych wyróżnia natomiast podzielność na grubsze płytki i brak fałdków. Warstewki kwarcowe zawierają liczne porfiroblasty niskotemperaturowego albitu (An_4). W otoczkach tych zauważono również obecność drobnokrystalicznych skupień kalcytu.

W otoczkach łupków albitowo-chlorytowo-epidotowych większość epidotu grupuje się w warstewkach chlorytowo-epidotowych. Spotykane są tutaj również nieliczne blaszki muskowitu. Albit (An_4), występujący w warstewkach kwarcowo-albitowych, tworzy najczęściej porfiroblasty nierównomiernie rozmieszczone w tle kwarcowym.

Tabela 4. Charakterystyka teksturalna piaskowców gnejsowych kulmu sowiogórskiego (w % obj., analizy mikrometryczne)
Summary of textural characteristics of gneissic sandstones from the Sowie Mts. kulum (vol. %, modal analyses)

			Walim		Michałkowa		Sokolec	Lubachów		Kamionki
			arenity arenite	waki wacke	arenity arenite	waki wacke	arenity arenite	arenity arenite	waki wacke	arenity arenite
Szkielet ziarnowy	Q	Kwarc Quartz	31,2	25,2	9,3	9,4	28,9	24,1	20,0	29,4
		Kwarcyty Quartzites	0,3	–	17,4	15,6	–	1,6	0,7	–
		Skály krzemionkowe Siliceous rocks	–	–	1,8	2,2	–	3,4	1,5	–
		F	Skalenie Feldspars	28,7	24,1	30,7	23,8	34,2	27,4	23,3
Frame- work	R	Biotyt Biotite	16,5	12,9	14,8	7,0	17,3	7,2	4,8	13,1
		Jasne łyszczyki Light micas	3,5	2,8	0,3	1,6	5,0	2,8	3,1	1,7
		Chloryty Chlorites	10,5	5,3	4,7	7,3	6,8	4,4	7,6	8,3
		Skály metastabilne Metastable rock	3,4	4,1	15,0	10,1	2,3	20,1	9,0	10,0
Inne Others		Granaty Garnets	0,5	0,1	0,4	0,2	0,1	2,8	3,4	0,2
		Dysten Kyanite	–	–	0,1	–	–	0,1	0,1	–
		Turmaliny Turmalines	0,4	0,1	0,1	0,3	1,8	1,8	0,1	0,1
		Cyrkon Zircon	0,1	0,1	0,3	0,4	0,1	0,9	0,2	0,1
		Syllimanit Sillimanite	0,1	–	–	0,1	–	0,2	–	–
		Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	0,4	1,3	0,4	0,8	0,2	0,3	1,2	1,6
		Strzępki węgliste Coal flakes	0,1	2,3	1,6	3,4	0,1	0,6	4,9	0,9
		Cement Cement	Hematyt Hematite	0,2	0,1	0,4	1,2	0,6	0,3	0,8
	Chlority Chlorites	0,3	–	0,2	–	0,2	0,1	0,2	0,4	
Matrix		4,3	21,6	2,5	17,6	2,9	1,9	19,8	0,8	
Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej Index of the mineralogical maturity		0,51	0,51	0,43	0,54	0,47	0,46	0,44	0,45	
Ziarna kwarcu o wygaszaniu falistym Quartz grains showing wavy extinction		74	72	77	81	63	68	75	71	
Angularne ziarna kwarcu Angular quartz grains		79	63	61	65	84	78	64	86	

Kalcyt, który jest stosunkowo częsty, tworzy duże, zbliżone polisyntetycznie kryształy występujące zarówno w warstewkach chlorytowo-epidotowych, jak i kwarcowo-albitowych.

Charakterystyka teksturalna piaskowców gnejsowych, których ławice występują wśród ławic zlepieńców gnejsowych, pozwala zaliczyć je

zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Pettijohna *et. al.* (1972) do arenitów litycznych i arkozowych, czyli do piaskowców o ubogiej matrix (tabela 4, fig. 8). Jeżeli udział matrix był większy (przekraczający graniczną wartość 15% objętości skały), to niektóre ławice piaskowców gnejsowych określano jako waki lityczne (tabela

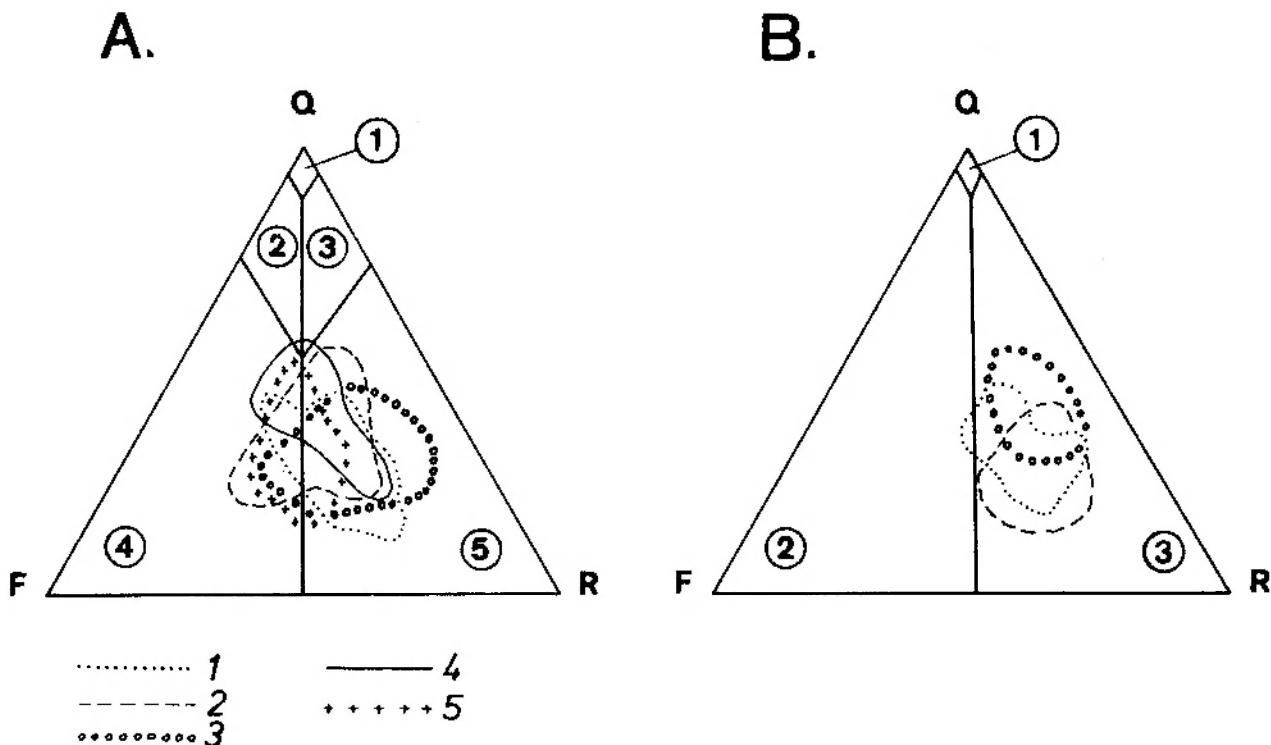


Fig. 8 Skład petrograficzny piaskowców gnejsowych kulmu sowiogórskiego (wg klasyfikacji Pettijohna *et al.*, 1972). Piaskowce gnejsowe kulmu sowiogórskiego: 1 – z Walimia; 2 – z Michałkowej; 3 – z Lubachowa; 4 – z Sokolca; 5 – z Kamionek. Trójkąt A – arenity: 1 – arenity kwarcowe; 2 – arenity subarkozowe; 3 – arenity sublityczne; 4 – arenity arkozowe; 5 – arenity lityczne. Trójkąt B – waki: 1 – waki kwarcowe; 2 – waki arkozowe; 3 – waki lityczne. Q – kwarc + kwarcyt + skały krzemionkowe; F – skaleni + kaolinit powstały po zdeponowaniu osadu na drodze kaolinityzacji skaleni; R – fragmenty skał + detrytyczne łuszczyki i chloryty

Petrographical composition of gneissic sandstones from the Sowie Mts. kulm (according to the classification of Pettijohn *et al.*, 1972). Gneissic sandstones of the Sowie Mts. kulm: 1 – from Walim; 2 – from Michałkowa; 3 – from Lubachów; 4 – from Sokolec; 5 – from Kamionki. Triangle A – arenites: 1 – quartz arenites; 2 – subarkose arenites; 3 – sublithic arenites; 4 – arkose arenites; 5 – lithic arenites. Triangle B – wackes: 1 quartz wackes; 2 – arkose wackes; 3 – lithic wackes. Q – quartz + quartzite + siliceous rocks; F – feldspars + kaolinite (kaolinite was formed as a result of feldspars alteration after sedimentation); R – rock fragments + detritic micas and chlorites

4, fig. 8). Zgodnie z klasyfikacją Pettijohna (1957) można omawiane piaskowce określić również jako arkozy i subszarogłazy, a bogate w matrix odmiany jako szarogłazy lityczne i szarogłazy skaleniowe.

Szkielet ziarnowy piaskowców gnejsowych złożony jest z kwarcu, skaleni, minerałów blaszkowych, drobnych okruchów skalnych (w tym i pochodzenia niesowiogórskiego) oraz z obfitego zespołu minerałów ciężkich (plansza III, 1). W niektórych ławicach piaskowców, zwłaszcza bardziej drobnoziarnistych, częsty bywa również zwęglony detrytus roślinny. Od kilku do kilkunastu procent ziarn kwarcu, skaleni i okruchów skalnych (okruchów gnejsów sowiogórskich) wykazuje liczne znamiona rozkruszania (mikrospękania). Ślady te są analogiczne z opisywanymi już przejawami rozkruszania, obserwowanymi wśród

składników ziarnistych osadowych brekcji gnejsowych kulmu sowiogórskiego.

Szczególne zamiętnienie wielu ziarn kwarcu spowodowane jest obfitym występowaniem wrostków syllimanitu (fibrolit). Dość często spotykano także ziarna kwarcu z zamkniętymi w jego wnętrzu kryształkami granatów, cyrkonu i minerałów nieprzezroczystych. Granat występuje w kwarcu w postaci bardzo drobnych, niemal kulistych kryształków. Przeważającą część ziarn kwarcu cechuje faliste wygaszanie (od 63 do 81%). Jest ono szczególnie wyraziste w ziarnach z wyraźniejszymi znamionami rozkruszania. Przedstawione dotychczas cechy ziarn kwarcu, po porównaniu ich z cechami kryształów kwarcu występujących w składzie otoczków gnejsów sowiogórskich, pozwalają stwierdzić, że większość ziarn kwarcu wchodzących w skład szkieletu ziar-

nowego piaskowców gnejsowych pochodzi z wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich. Duży udział angularnych ziarn kwarcu w budowie szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych zdaje się o tym świadczyć (od 61 do 86⁰/₀).

Skalenie reprezentowane są w szkielecie ziarnowym przez plagioklasy i skałen potasowy. Stała, bardzo duża przewaga ilościowa ziarn plagioklazów nad ziarnami skalenia potasowego jest jedną z charakterystycznych cech piaskowców gnejsowych. Stosunek liczby ziarn plagioklazów do ziarn skalenia potasowego ma się tak, jak 1 do 117 (niekiedy wynosi nawet 1:184). Są to wartości niewiele niższe od stosunku liczby kryształów plagioklazów i kryształów skalenia potasowego w otoczkach gnejsów sowiogórskich (z wyjątkiem otoczek ortognejsów). Jednocześnie zaznacza się, podobnie jak ma to miejsce w otoczkach gnejsów sowiogórskich (z wyjątkiem otoczek ortognejsów), wyraźna różnica wielkości ziarn plagioklazów i skalenia potasowego. Ziarna plagioklazów są przeważnie kilkakrotnie większe od ziarn skalenia potasowego. Dostrzega się także istotne różnice w pokroju ziarn skaleni. Ziarna skalenia potasowego są przeważnie izometryczne, podczas gdy ziarna plagioklazów mają pokrój tabliczkowy. Analogicznych obserwacji dokonywano w otoczkach gnejsów sowiogórskich (z wyłączeniem ortognejsów).

Plagioklasy reprezentowane są przez ziarna oligoklazu o zróżnicowanej zawartości cząsteczki anortytowej (od 11 do 23⁰/₀ An). Oligoklaz zbliżony jest przeważnie albitowo. Ziarna plagioklazów są wyraźnie zmętniałe na skutek powszechnej obecności submikroskopowych wrostków oraz zaznaczających się tu i ówdzie przejawów serycytyzacji lub kaolinityzacji. Produkty procesu kaolinityzacji występują szczególnie obficie w tych polisyntetycznie zbliżonych ziarnach plagioklazów, w których pospolite są znamiona rozkruszania (mikrospękania, które powodują drobne przesunięcia względem siebie poszczególnych fragmentów ziarn w taki sposób, że powstają charakterystyczne struktury schodkowe).

Skałen potasowy występuje najczęściej w postaci mikropertytu mikroklinowego, z dostrzegalną w pewnych fragmentach ziarn, subtelnie zaznaczoną kratką mikroklinową o nieostrych, stopniowo rozplywających się konturach. Skałen potasowy spotykano także jako antypertytowe przerosty w niektórych ziarnach oligoklazu. Niektóre ziarna mikroklinu wygaszają w charaktery-

stycznie smużysty sposób. Przedstawione cechy ziarn skaleni wchodzących w skład szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych wskazują jednoznacznie, że prawie wszystkie skalenie pochodzące z wietrzenia i erozji stanowiły uprzednio składnik skał krystalicznych Gór Sowich (głównie gnejsów sowiogórskich).

Pośród minerałów blaszkowych, które wchodzi w skład szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych, najpowszechniej występuje biotyt. Duże, samodzielne blaszki biotytu mają najczęściej rozmiary mieszczące się w przedziale od 0,1 do 1,3 mm. Biotyt charakteryzuje silny pleochroizm (α – żółtawy, $\beta \cong \gamma$ – żółtobrunatny, przeważa w piaskowcach gnejsowych z okolic Sokolca, Lubachowa i Walimia; α – słomkowo-żółty do bezbarwnego, $\beta \cong \gamma$ – brunatnawozielonkawy, przeważa w piaskowcach gnejsowych z okolic Kamionek; α – jasnożółty, $\beta \cong \gamma$ – brunatnoczerwony lub kasztanowy, przeważa w piaskowcach gnejsowych z okolic Michałkowej). W wielu pakietach biotytu obserwowano występowanie stosunkowo dużych wrostków apatyty. Bardzo pospolite są również drobne wrostki cyrkonu, obwiedzione zazwyczaj polami pleochroicznymi. W wielu blaszkach biotytu obserwowano zaawansowaną w różnym stopniu chlorytyzację. Biotyt zastępowany jest najczęściej przez bladzielonkawy pennin, o subnormalnie niebieskawych barwach interferencyjnych, niskodwójłomny ($\Delta = 0,002$), słabopleochroiczny. Powszechnie obserwowane w penninie pola pleochroiczne wokół wrostków cyrkonu zostały zapewne odziedziczone po zastępowanym biotycie. W blaszkach schlorityzowanego częściowo biotytu, pochodzących z piaskowców gnejsowych z Kamionek, stwierdzono także pennin o subnormalnie brunatnawych barwach interferencyjnych. Odróżnienie go od silniej dwójłomnego ($\Delta = 0,005-0,007$), bladżółtawego i o podobnie brunatnawych barwach interferencyjnych klinochloru może być w tych skałach kłopotliwe. Pobiotytyowy klinochlor jest stosunkowo rzadko spotykany. Powszechnie w schlorityzowanych pakietach biotytych obserwowano skorelowany z postępem chlorytyzacji szczególny wzrost obecności sznureczkowatych i ziarnistych skupień tlenków żelaza. Skupienia te układają się zazwyczaj zgodnie ze śladami płaszczyzn jednokierunkowej łupliwości. Jak wynika z przytoczonych dotychczas spostrzeżeń, prawie wszystkie chloryty wchodzące w skład szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych powstały kosztem biotytu. Jednocześnie stan zaawansowa-

nia przeobrażeń biotyту w otoczkach gnejsów sowiogórskich (chlorytyzacja – pennin, klinochlor; powszechne sznureczkowate i ziarniste skupienia tlenków żelaza) jest identyczny z obserwowanym w samodzielnych blaszkach i pakietach biotytowych, które występują jako składnik szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych. W rezultacie można stwierdzić, że prawie cały biotyт i chloryty występujące w składzie omawianych piaskowców gnejsowych pochodzą z wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich. Wybielenie pewnej części blaszek biotyту związane jest już z ich wietrzeniem jako samodzielnych składników piaskowców gnejsowych.

Jedną z bardzo charakterystycznych cech omawianych skał jest niewielka zawartość jasnych łyszczyków. Wyróżniają się one przeważnie słabym pleochroizmem (α – bezbarwny, $\beta \cong \gamma$ – bladezielonkawy) oraz małym kątem osi optycznych $2V_{\alpha} = 6-17^{\circ}$). Jest to zatem fengit. Duże, samodzielne blaszki jasnych łyszczyków są stosunkowo rzadko spotykane. Częściej tworzą one prawidłowe zrosty z biotytem lub tkwią w obrębie większych blaszek biotyту.

Jakościowy skład okruchów skalnych wchodzących w skład szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych nie różni się w sposób istotny od stwierzonego już w zlepieńcach gnejsowych (por. tabela 3). W wielu ławicach zauważa się jednak wyraźny wzrost udziału okruchów skalnych pochodzenia niesowiogórskiego (np. w wychodniach rozprzestrzenionych w okolicy Michałkowej, tabela 4). W poszczególnych ławicach mogą one stanowić nawet główną część występujących tam okruchów. Część ławic piaskowców gnejsowych wyróżnia się szczególnie dużą koncentracją minerałów ciężkich (np. w okolicy Lubachowa, tabela 4, plansza III, 1). W poszczególnych ławicach może dominować nawet tylko jeden rodzaj minerału ciężkiego, występując jednocześnie w dużej koncentracji (do 10⁰/o obj. skały, por. plansza III, 1).

Drobna, zwęglona sieczka roślinna koncentruje się przeważnie na powierzchniach stratyfikacji. Występuje ona najczęściej w postaci drobnych strzępków i fragmentów łodyg, które mogą grupować się tutaj w postaci cienkich lamin. Większe fragmenty roślinne są natomiast rozmieszczone przeważnie bezładnie wśród składników ziarnistych i blaszkowych szkieletu ziarnowego piaskowców gnejsowych, w pewnym oddaleniu od wyraźniej zaznaczonych powierzchni stratyfikacji. Największe fragmenty roślinne mogą mieć kilkunastomilimetrową długość.

Do matrix, zgodnie z propozycją Füchtbauera i Müllera (1970), zaliczono wszystkie te detrytyczne składniki ziarniste i blaszkowe, których rozmiary mieszczą się poniżej granicznej wielkości przewidzianej dla frakcji psamitowej (tj. poniżej 4,0 ϕ wg skali Krumbeina 1934). W przeważającej części są to drobne, detrytyczne blaszki chlorytów (pennin, klinochlor) oraz równie drobne, częściowo schlorityzowane blaszki biotyту. Towarzyszy im niekiedy także niewielka liczba drobnych blaszek jasnych łyszczyków. W składzie matrix są ponadto ziarenka kwarcu, skaleni oraz minerałów ciężkich (w tym najczęściej są to minerały nieprzezroczyste). Drobne blaszki biotyту są przeważnie wyraźnie zwietrzałe (zbrunatniałe lub wybielone).

Cement w omawianych skałach występuje w ilościach znikomych, wręcz śladowych (tabela 4). Wypełnia on i zasklepia nieliczne, najdrobniejsze przestrzenie międzyziarnowe pomiędzy składnikami pierwotnymi osadu. Na szczególną uwagę zasługuje występowanie autogenicznego chlorytu (klinochloru) w roli cementu. Wypełnia on wówczas drobne pory jedynie częściowo, tworząc charakterystyczne skupienia o radialnej budowie, przy czym pojedyncze, często nawet dość duże blaszki chlorytu układają się prostopadle względem konturów porów. Autogeniczny chloryт stwierdzano w najbardziej zwięzłych ławicach piaskowców gnejsowych. W mniej zwięzłych ławicach piaskowców gnejsowych w roli cementu występuje jedynie hematyt.

Przeważnie jednak, podobnie jak osadowe brekcje gnejsowe, piaskowe i zlepieńce gnejsowe charakteryzują się niezbyt dużą zwięzłością. Ulegając wietrzeniu stają się rozsypliwe. Niektóre próby pozornie zwięzłe po zwilżeniu również stają się rozsypliwe. Spowodowane jest to brakiem lub bardzo niewielką ilością cementu (średnio 1,2⁰/o obj. skały). Na ich zwięzłość wpływa także duża ilość minerałów blaszkowych (biotyt, chloryty) oraz rozproszone w tle skalnym zwęglone strzępki roślinne.

Podstawową przyczyną istniejącej zwięzłości piaskowców i zlepieńców gnejsowych jest, związane z ich diagenetą, kompakcyjne zagęszczenie upakowania składników. Zwiększenie stopnia upakowania następowało wskutek elastycznych deformacji minerałów blaszkowych (plansza III, 2). Stwierdzono istotne różnice w podatności poszczególnych rodzajów minerałów blaszkowych na spowodowane kompaktą odkształcenia plastyczne. Okazało się mianowicie, że w tych samych ławicach piaskowców gnejsowych występu-

ją większe blaszki biotyту i chlorytów, które uległy już deformacjom nieplastycznym, pękając przeważnie poprzecznie do wydłużenia blaszek w miejscach największego zdeformowania (plansza IV, 3), podczas gdy blaszki fengitu deformowały się jeszcze plastycznie. Szczególnie wyraźnie widoczne było to zwłaszcza w tych pakietach minerałów blaszkowych, które zawierają równoległe zrosty biotyту i fengitu. W pakietach takich fengit był zdeformowany jeszcze plastycznie, a biotyt wykazywał już wyraźne znamiona zdyslokowania i spękania poprzecznego w stosunku do wydłużenia pakietu i zgodnej z nim jednokierunkowej łupliwości. Najprawdopodobniej w trakcie odkształceń spowodowanych kompaktacją w fengicie zachodzą z większą łatwością przesunięcia wzdłuż płaszczyzn jednokierunkowej łupliwości, które rekompensują odkształcenie i sprzyjają bardziej plastycznemu przebiegowi deformacji blaszki. W tych samych warunkach w biotycie rozładowanie naprężeń następuje w kierunku prostopadłym do

płaszczyzn jednokierunkowej łupliwości, wzdłuż których muszą istnieć znacznie większe opory niż w fengicie.

W omawianych skałach, prócz deformacji minerałów blaszkowych, nie stwierdzono przejawów działania innych procesów diagenetycznych (np. rozpuszczania pod ciśnieniem składników ziarnistych, tworzenia się obwódek regeneracyjnych czy wypierania jednych minerałów przez inne oraz wcisków „ziarno w ziarno”). Można zatem stwierdzić, że diagenaza omawianych skał sprowadza się jedynie do zmian geometrycznych, które spowodowały zagęszczenie upakowania składników i ogólne zmniejszenie objętości. Przyczyną tych zmian była kompaktacja. Ponieważ plastyczne deformacje minerałów blaszkowych są najczulszym wskaźnikiem działania kompaktacji (wystarczy nawet kilka czy kilkanaście metrów miąższości nakładu), to można stwierdzić, że piaskowce i zlepieńce gnejsowe nigdy nie były przykryte osadami o większej miąższości niż kilkadziesiąt me-

Tabela 5. Analizy chemiczne niektórych skał zestawu A₁ oraz gnejsów sowiogórskich (w % wag.)
Chemical analyses of certain rocks from the A₁ set and chemical analyses of the Sowie Mts. gneisses (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	69,27	67,11	71,03	72,27	69,59	68,90	67,22	65,26
TiO ₂	0,58	0,61	0,28	0,21	0,50	0,54	0,12	0,60
Al ₂ O ₃	15,37	16,42	14,25	14,05	14,65	15,35	16,78	17,25
Fe ₂ O ₃	2,29	1,97	1,83	1,93	1,68	1,94	2,14	1,97
FeO	1,97	2,49	1,16	1,12	2,92	2,44	4,24	5,21
MnO	0,08	0,04	0,12	0,08	0,06	0,05	0,01	śl.
MgO	1,41	1,43	0,95	0,83	1,04	1,09	1,33	0,41
CaO	0,35	1,56	0,79	0,42	1,64	2,21	1,27	1,40
Na ₂ O	3,30	3,94	4,29	3,74	3,36	5,54	2,50	2,40
K ₂ O	1,95	2,73	2,91	2,83	3,46	2,68	2,40	3,80
P ₂ O ₅	0,08	0,03	0,19	0,07	0,17	0,22	0,07	0,15
H ₂ O+	3,02	1,05	2,10	1,97	0,67	0,82	1,63	1,24
H ₂ O-	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,16	0,14	0,08	0,16
CO ₂	0,44	0,60	0,51	0,33	0,04	0,10	0,04	n.o.
SO ₃	0,02	0,02	0,04	0,12	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Suma	100,13	100,00	100,45	99,97	99,94	100,02	99,83	99,67
Total								
Strata po prażeniu	2,81	2,58	2,19	3,06				
Weight loss after calcination								
Fe ₂ O ₃ całkowite	4,48	4,59	3,24	3,31				
Total as Fe ₂ O ₃								
Suma ze stratą po prażeniu	99,70	100,14	99,96	99,82				
Total after calcination								

* 1 – piaskowiec gnejsowy z Lubachowa; 2 i 3 – piaskowiec gnejsowy z Michałkowiej; 4 – osadowa brekcja gnejsowa z Jawronika k. Walimia; 5–8: analizy chemiczne gnejsów sowiogórskich cytowane za Kryzą 1981; 5 – gnejsy słojuowe (średnia z 3 analiz); 6 – gnejsy oczkowe (średnia z 4 analiz); 7 – gnejsy syllimanitowe (średnia z 4 analiz); 8 – gnejs smużysty z Bystrzycy Górnej.

1 – gneissic sandstone from Lubachów; 2 and 3 – gneissic sandstone from Michałkowa; 4 – sedimentary gneissic breccia from Jawronik near Walim; 5–8: chemical analyses of the Sowie Mts. gneisses, after Kryza 1981; 5 – laminated gneisses (the average of 3 analyses); 6 – augen gneisses (the average of 4 analyses); 7 – sillimanite gneisses (the average of 4 analyses); 8 – flaser gneiss from Bystrzyca Górna.

trów. Przytoczone spostrzeżenia mają znaczenie ogólniejsze, lecz należy je odnosić jedynie do takich kompleksów skał okruchowych, które nie zawierają większych ilości cementu, masy wypełniającej i nie uległy zbyt intensywnym oddziaływaniom tektoniki fałdowej, natomiast charakteryzuje się obecnością dużych ilości minerałów blaszkowych występujących niekiedy w pokazywanych pakietach.

Piaskowce gnejsowe są skałami niedojrzałymi mineralogicznie (0,43 do 0,54, tabela 4, wskaźnik obliczony wg formuły A. K. Teisseyre'a 1968). Materiał nieodporny wyraźnie przeważa w nich nad materiałem odpornym. Związane jest to z dużym udziałem minerałów blaszkowych oraz wyraża się zdecydowaną przewagą ilościową biotyту nad jasnymi łuszczycami i plagioklazów nad skaleniem potasowym. Taki stopień dojrzałości mineralogicznej piaskowców gnejsowych uwarunkowany został głównie rodzajem dostarczanego materiału detrytycznego. Niewielki wzrost wskaźnika dojrzałości mineralogicznej zanotowano jedynie w tych piaskowcach gnejsowych, które wyróżniają się wyższą zawartością niesowiogórskiego materiału detrytycznego.

Dla pełniejszego scharakteryzowania piaskowców gnejsowych wykonano kilka analiz składu chemicznego i dokonano porównania z przeciętnym składem chemicznym niektórych rodzajów gnejsów sowiogórskich (tabela 5). Jedyną istotniejszą różnicą między gnejsami sowiogórskimi i powstałymi ich kosztem piaskowcami gnejsowymi widoczna jest w zawartości tlenków żelaza. Suma

tlenków żelaza w piaskowcach gnejsowych jest przeważnie niższa, mimo że występuje w nich niewielka ilość cementu hematytowego. Związane jest to zapewne z ubytkiem tlenków żelaza w trakcie wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich, które stanowiły główne źródło materiału detrytycznego dostarczanego do omawianych skał. W piaskowcach gnejsowych zaznacza się również przewaga Fe_2O_3 nad FeO , podczas gdy w gnejsach sowiogórskich stosunek ten jest odwrotny (tabela 5). Wynika to zapewne z utlenienia materiału detrytycznego. Wreszcie należy zauważyć, że w piaskowcach gnejsowych dostrzega się pewien, zwykle nieznaczny ubytek CaO .

LUPKI WĘGLISTE

Skały te występują wśród ławic piaskowców gnejsowych, wyróżniając się wyraźnie ciemniejszą barwą. Tworzą ławice o niewielkiej miąższości (kilkanaście, rzadziej kilkadziesiąt centymetrów). Wyróżnia je dobrze wykształcona tekstura kierunkowa, mniej lub bardziej zaburzona. Niewielką część ławic, zwłaszcza tych o najbardziej ciemnej barwie, wyróżnia budowa homogeniczna. Tekstura kierunkowa (laminacja) wynika z naprzemianległego występowania warstewek jaśniejszych i ciemniejszych. Warstewki jaśniejsze mają przeważnie dwu- lub trzykrotnie większą miąższość niż warstewki ciemniejsze. Skały te odznaczają się również doskonałą, drobnowarstewkową podzielnością wzdłuż powierzchni równoległych do powierzchni stratyfikacji.

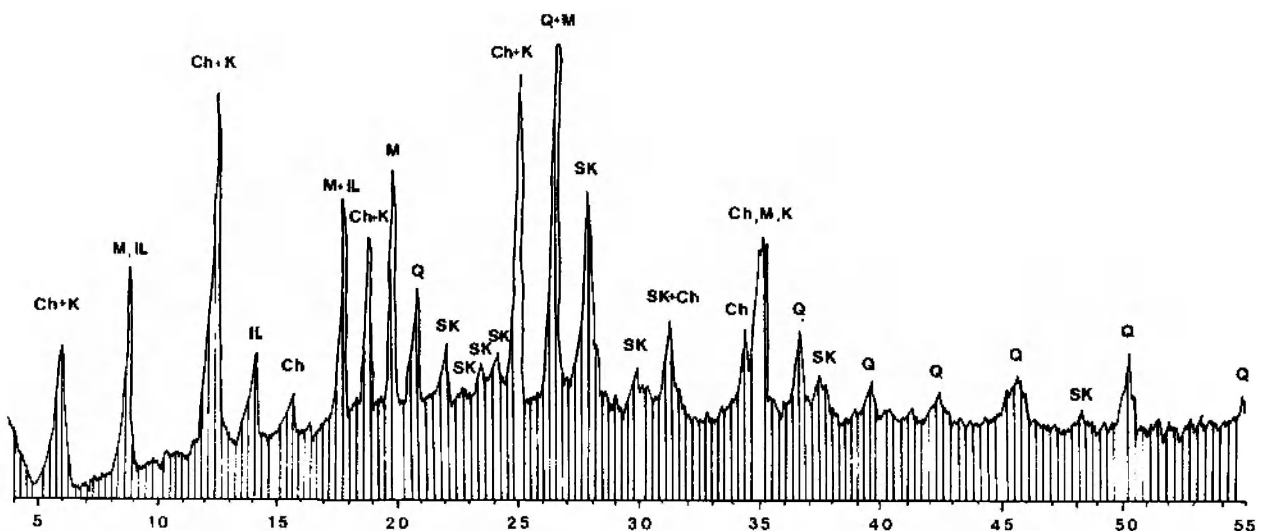


Fig. 9. Dyfraktogram łupku węglistego (lamina jasna), Michalkowa. Q – kwarc; Ch – chloryty; K – kaolinit; SK – skalenie; M – łuszczyki; IL – illit

X-ray diffraction powder pattern of the carboniferous shale (bright layer), Michalkowa. Q – quartz; Ch – chlorites; K – kaolinite; SK – feldspars; M – micas; IL – illite

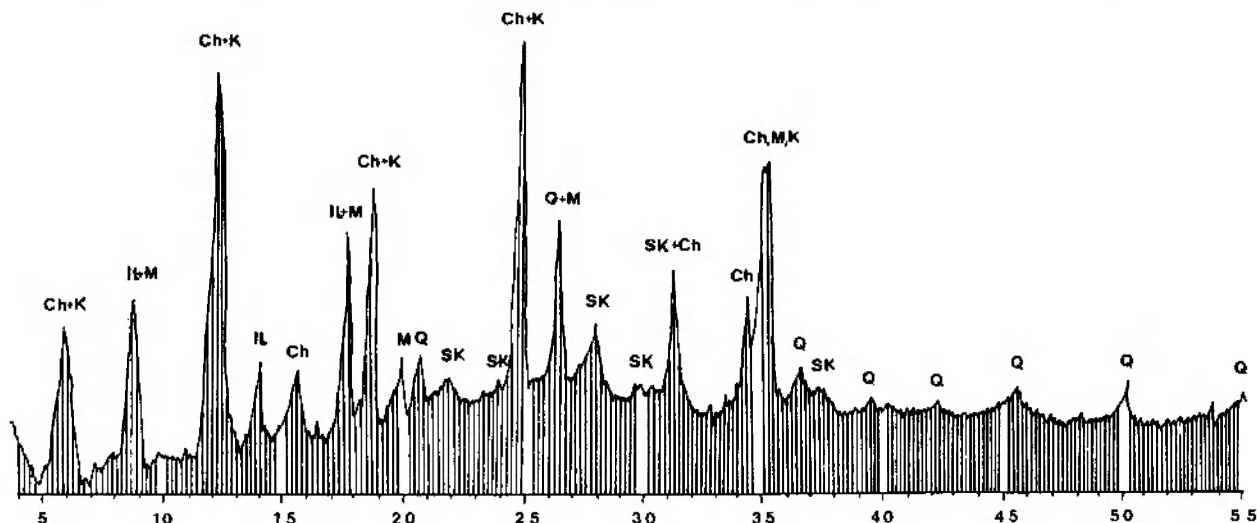


Fig. 10. Dyfraktogram łupku węglistego (lamina ciemna), Michałkowa. Objasnienia na figurze 9

X-ray diffraction powder pattern of the carboniferous shale (dark layer), Michałkowa. Explanations in Figure 9

Laminy jasne zbudowane są z drobnoziarnistego materiału mineralnego (kwarcu, skaleni), przemieszanego z minerałami ilastymi (chloryty, biotyt, jasne łyszczyki, kaolinit, fig. 9) i drobnymi, zwęglonymi strzępkami roślinnymi. Laminy ciemniejsze natomiast zawierają jako główny składnik zwęglone szczątki roślinne, którym towarzyszą zmienne ilości minerałów ilastych (chloryty, jasne łyszczyki, kaolinit, nieco drobnych blaszek biotytu, fig. 10) oraz niewielka ilość ziarnistego materiału mineralnego (kwarc, skalenie). Zasadnicza różnica między laminami jasnymi i ciemnymi polega zatem na różnym udziale w ich budowie zwęglonych szczątków pochodzenia roślinnego oraz ziarnistego materiału mineralnego (kwarcu i skaleni). Minerale ilaste występują w obu rodzajach lamin w podobnych ilościach (por. fig. 9, 10). Zmienia się jedynie udział poszczególnych rodzajów minerałów ilastych. W laminach jasnych głównymi minerałami ilastymi są chloryty i biotyt (fig. 9), występujące w postaci bardzo drobnoblaszkowej i łuseczkowej. Jasne łyszczyki i kaolinit występują tutaj jedynie w niewielkich ilościach. W laminach ciemnych głównymi minerałami ilastymi są natomiast chloryty, illit i kaolinit (fig. 10). Pozostałe jasne łyszczyki i biotyt występują tutaj w niewielkich ilościach.

Jednak składnikiem decydującym o charakterze i cechach petrograficznych skały jest zwęglona substancja roślinna (fig. 11). W laminach jasnych rozproszona jest ona stosunkowo równomiernie w postaci drobnych, wydłużonych strzępków węglistych, które układają się dłuższą osią zgodnie z teksturą skały. W laminach ciemnych zwęglona substancja roślinna tworzy bardzo cie-

niutkie warstewki i silnie wydłużone soczewki, poprzedzielane bardzo gęsto równie cienkimi warstewkami, złożonymi z zabarwionych brunatnawo substancją węglistą minerałów ilastych. Warstewki węgliste mogą łączyć się w jednolite laminy węglowe, w których udział minerałów ilastych jest przeważnie minimalny (do kilku procent objętości skały). W laminach tych obserwowano już występowanie relików tekstur tkankowych (widoczna bywa często struktura komórkowa) i spłaszczonych lub porozrywanych spor, układających się zgodnie z teksturą kierunkową skały. Laminy węglowe mogą mieć nawet kilkunastomilimetrową miąższość.

Analiza mikroskopowa detrytycznego materiału ziarnistego i blaszkowego pozwala się upewnić, że mamy tutaj do czynienia z najbardziej drobnoziarnistymi frakcjami detrytus mineralnego, który powstawał w trakcie wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich. Materiał ten, wraz ze szczątkami roślinnymi stanowi zasadniczy składnik omawianych skał. Obecny w skałach kaolinit powstawał zapewne w rezultacie kaolinityzacji skaleni (wskazuje na to występowanie kaolinitu w postaci drobnych skupień, pseudomorfoz po drobnych ziarnach skaleniowych). Sporadycznie obserwowana obecność drobnych okruchów gnejsów sowiogórskich w laminach jaśniejszych zdaje się potwierdzać tezę o pochodzeniu materiału detrytycznego w łupkach węglistych.

Obserwowana wspólnie dobra podzielnosc omawianych skał wzdłuż powierzchni stratyfikacji została uwarunkowana w pierwszym etapie sedymentacyjnie (budowa warstewkowa). W następnym etapie, diagenetycznym, podkreślona

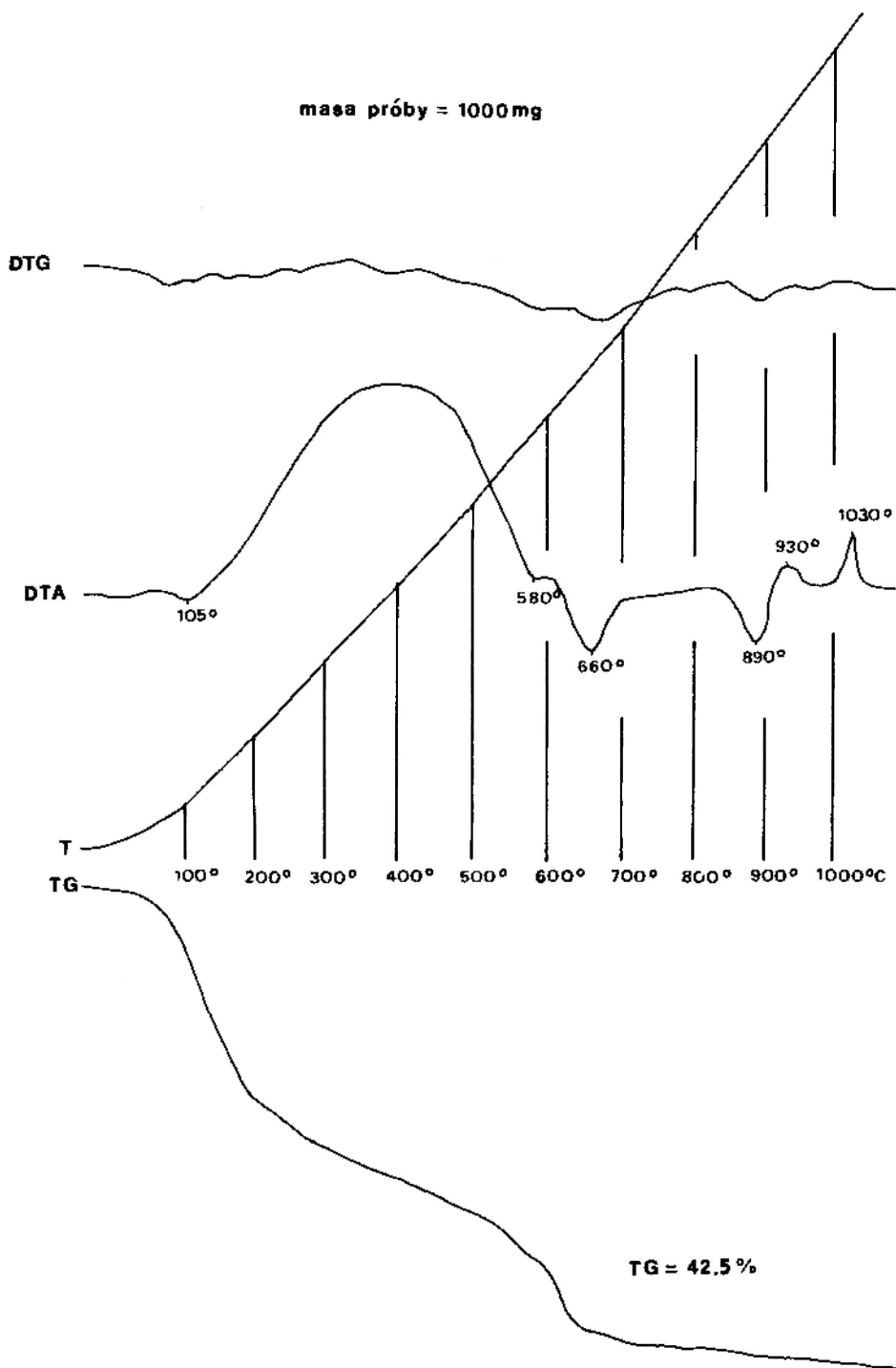


Fig. 11. Derywatogram łupku węglistego, Michalkowa. Występuje: zwęglona substancja organiczna 200–500°, chloryty 660°, 890°, illit 580°, 660°, 930° kaolinit 580°, 1030°C

Thermal curves of the Carboniferous shale, Michalkowa. Identified phases: coalificated organic substance 200–500°, chlorites 660°, 890°, illite 580°, 660°, 930°, kaolinite 580° 1030°C

została przemianami polegającymi na kompacyjnym zagęszczeniu upakowania składników mineralnych i uporządkowaniu orientacji większości minerałów blaszkowych (widoczne na podstawie sposobu wygaszania agregatów drobnoblaszkowych i łuseczkowych), które ułożone są przeważnie zgodnie z powierzchniami stratyfikacji. Są to

równocześnie czynniki powodujące zwięzłość skały, jako że cementu się w tych skałach nie obserwuje. Z diagenезą związana jest również przemiana polegająca na uwęgleniu szczątków roślinnych. Omawiane skały można niewątpliwie traktować jako ogniwo pośrednie między łupkami ilastymi i węglami.

**PIASKOWCE
I ZLEPIENICE GABRONOSNE**

Skały te są jednym z najbardziej charakterystycznych składników kulmu sowiogórskiego. W starszych opracowaniach nazywane były przeważnie „zlepieńcami gabrowymi” (Żakowa 1963, 1966a; W. Grocholski 1956, 1961, 1967; Sawicki 1967; Oberc 1972). Jest to uproszczenie nomenklaturowe usprawiedliwione jedynie w opracowaniach syntetycznych. Wydaje się, że nazwą lepiej odzwierciedlającą rzeczywisty charakter petrograficzny tych skał byłoby dodanie im przymiotnika „gabronośne”. Tak skonstruowana nazwa piaskowców i zlepieńców gabronośnych wskazuje jedynie na obecność różnych ilości okruchów gabrowych, obok wielu innych składników mineralnych i skalnych.

Z uwagi na zawartość materiału gabrowego w piaskowcach i zlepieńcach gabronośnych dokonano ich podziału na:

- piaskowce i zlepieńce gabrowe zawierające 75–100% materiału gabrowego,
- piaskowce i zlepieńce gabrowo-gnejsowe zawierające 25–75% materiału gabrowego,
- piaskowce i zlepieńce gnejsowo-gabrowe zawierające mniej niż 25% materiału gabrowego.

Wśród zróżnicowanych w taki sposób piaskowców i zlepieńców gabronośnych najczęściej

stwierdzano w odsłonięciach ławice gabrowo-gnejsowe i gabrowe. Dominujący udział materiału gabrowego szczególnie często stwierdzano w ławicach złożonych z materiału grubookruchowego (charakterystyczny jest on dla zlepieńców).

Omawiane skały można w większości określić jako średnio-, grubo- i bardzo gruboziarniste piaskowce (od 2 do -1ϕ wg skali Krumbeina 1934) oraz drobno-, średnio-, i grubo-, rzadziej bardzo gruboziarniste zlepieńce (od -1 do -12ϕ wg skali *loco cit.*).

W odsłonięciach częściej spotykane są ławice skał grubookruchowych niż średniokruchowych. Miąższość ławic omawianych skał skorelowana jest przeważnie z wielkością składników ziarnistych należących do dominującej frakcji i wzrasta lub maleje proporcjonalnie. Prawidłowość ta dotyczy zwłaszcza skał grubookruchowych. W skałach średniokruchowych częste są już odejścia od tej normy. Miąższość ławic zlepieńców gabronośnych zmienia się przeważnie w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, podczas gdy piaskowce gabronośne tworzą najczęściej ławice o miąższości poniżej jednego metra. Są to najczęściej ławice o budowie homogenicznej. W wielu jednak, szczególnie bardziej drobnoziarnistych, można dostrzec uziarnienie frakcjonalne o złym rozdzieleniu.

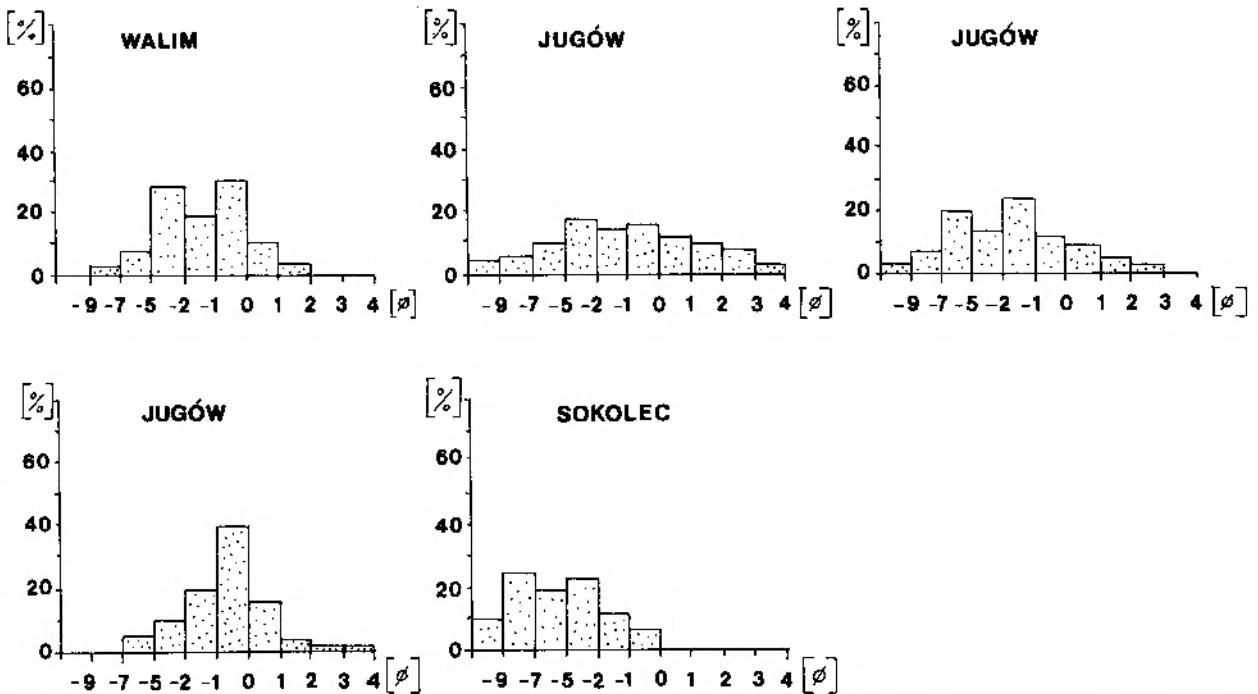


Fig. 12. Wybrane histogramy wysortowania piaskowców i zlepieńców gabronośnych kulmu sowiogórskiego (skala ϕ , wg Krumbeina 1934)

Selected histograms of the gradation degree for gabbro-bearing sandstones and conglomerates of the Sowie Mts. kulum (ϕ scale according to Krumbein 1934)

Barwa skał jest przeważnie charakterystycznie ciemnozielonkawa, o różnym stopniu intensywności. Jedynie te piaskowce i zlepieńce gabronośne, które zawierają niewielką ilość materiału gabrowego lub też obficie występujący cement węglanowy, są bladzielonkawe.

Piaskowce i zlepieńce gabronośne charakteryzuje przeważnie bimodalny rozkład ziarnowy, z głównymi maksimami przypadającymi w klasie piasku i żwiru (fig. 12), a ich wysortowanie można określić jako umiarkowanie złe aż po umiarkowanie dobre. Wynika to między innymi z obfitego występowania piaszczystej matrix w zlepieńcach gabronośnych i często obserwowanej obecności materiału żwirowego w piaskowcach gabronośnych. Pomiędzy „czystymi” piaskowcami gabronośnymi i ortozlepieńcami można tutaj wskazać szereg ogniw pośrednich, obejmujących parazlepieńce i piaskowce zlepieńcowate.

Biorąc pod uwagę stopień obtoczenia ziarna (wg wzorca Powersa 1953), można stwierdzić, że piaskowce i zlepieńce gabronośne są skałami, które zawierają dwie kategorie ziarn. Pierwszą stanowią otoczaki różnych rodzajów gabr, które są przeważnie obtoczone i dobrze obtoczone, natomiast do drugiej należałoby zaliczyć wszystkie półobtroczone i półostrokrawędziste ziarna, które są przeważnie okruchami innych skał niż gabro

(okruchy skał krystalicznych bloku Gór Sowich). Na uwagę zasługuje stopień ogładzenia i zaokrąglenia okruchów gabrowych, który zdaje się wzrastać wraz z ich wielkością i jest szczególnie duży wśród otoczek średnioziarnistych (od -5 do -7ϕ wg skałi Krumbeina 1934). Większość otoczek gabrowych ma bardzo podobny kształt (od kulistego poprzez elipsoidalny do dyskoidalnego). Dla dobrze obtoczonych ziarn zlepieńców średnioziarnistych charakterystyczne są zwłaszcza otoczaki o kształcie elipsoidalnym, z jedną płaszczyzną ograniczającą płaską lub nawet nieco wklęsłą i drugą dobrze wysklepioną, często asymetrycznie.

Z teksturalnego punktu widzenia zlepieńce gabronośne można określić jako poli- i oligomiktyczne para- i ortokonglomeraty. Wśród otoczek gabrowych wchodzących w skład szkieletu ziarnowego zlepieńców gabronośnych brak jest skał zupełnie świeżych (tabela 6). Większość zawartych w nich minerałów skałotwórczych uległa częściowemu lub całkowitemu zastąpieniu przez minerały wtórne. Przeważnie zachowała się jednak jeszcze struktura i tekstura charakterystyczna dla gabra i można określić pierwotny skład mineralny na podstawie badania pseudomorfoz. Otoczaki gabrowe znajdują się na etapie zwietrzenia, jaki cechuje obecność pseudomorfoz pooliwin-

Tabela 6. Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego zlepieńców gabronośnych kulmu sowiogórskiego (na podstawie prób o zawartości od 300 do 400 otoczek)

Petrographic composition of gabbro-bearing conglomerates frameworks from the Sowie Mts. kulm (based on samples containing 300-400 pebbles)

Skład petrograficzny szkieletu ziarnowego Petrographical composition of framework	Walim			Sokolec			Jugów		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3
Gabro oliwinowe (czarne) Olivine gabbro (black)	71,2	43,4	14,1	82,4	60,5	13,5	41,6	34,6	10,1
Gabro bezoliwinowe (zielone) Olivine-lack gabbro (green)	21,3	15,4	6,3	—	3,4	—	34,2	30,4	8,2
Diabaz lub gabro drobnokrystaliczne Diabase or fine-grained gabbro	—	—	—	—	—	6,3	4,1	4,6	0,4
Paragnejs biotytowo-oligoklazowy zmigmatyzowany Migmatized biotite-oligoclase paragneiss	4,1	26,0	54,3	8,7	20,1	69,0	10,3	19,6	74,1
Paragnejs biotytowo-oligoklazowy Biotite-oligoclase paragneiss	2,9	12,3	19,5	8,9	16,0	11,2	8,5	13,1	3,5
Gnejs fibrolitowy Fibrous gneiss	0,5	2,9	5,8	—	—	—	—	—	—
Ortognejs oczkowy Augen orthogneiss	—	—	—	—	—	—	1,2	2,3	3,7

* objaśnienia: 1 – zlepieniec gabrowy, 2 – zlepieniec gabrowo-gnejsowy, 3 – zlepieniec gnejsowo-gabrowy (w % liczby otoczek)

Explanations: 1 – gabbro-bearing conglomerate, 2 – gabbro-bearing-gneissic conglomerate, 3 – gneissic-gabbro-bearing conglomerate (% of pebbles).

wych (struktury siatkowe), popiroksenowych i mniej lub bardziej zaawansowane zmiany plagioklazów.

Pseudomorfozy pooliwinowe złożone są z minerałów węglanowych (głównie dolomitu i magnezytu), które wypełniają pewną część oczek struktur siatkowych, podkreślonych żyłkami i bardziej nieregularnymi skupieniami tlenków żelaza. W niektórych oczkach struktur siatkowych występuje również kwarc (plansza V, 1). Spotykany jest tutaj również chryzotyl.

Pseudomorfozy popiroksenowe złożone są również z minerałów węglanowych oraz z towarzyszących im chlorytów (drobnołuseczkowych, o niskich barwach interferencyjnych: bladezielonawy, słabo pleochroiczny pennin i silniej dwójłomny klinochlor). Poprawną identyfikację pseudomorfoz umożliwia zachowana jeszcze w wielu wypadkach diallagowa łupliwość, podkreślona rdzawymi tlenkami żelaza, która widoczna jest często również w całkowicie skarbonatyzowanych pseudomorfozach popiroksenowych.

Plagioklasy, które ze wszystkich minerałów skałotwórczych gabra najpóźniej ulegają wtórnym przemianom, cechuje silne zmętnienie i obecność licznych, drobnołuseczkowych skupień serycytu, przemieszanych z drobnokrystalicznymi skupieniami węglanów. Węglany wypełniają także większość drobnych spękań i szczelin, zwłaszcza w bezpośrednim otoczeniu pseudomorfoz pooliwinowych oraz popiroksenowych (te drobne pęknięcia i szczelinki rozchodzą się radialnie od wspomnianych pseudomorfoz). Narastające zmętnienie plagioklazów spowodowane jest przeważnie ich kaolinityzacją. W najbardziej zmienionych plagioklazach jedynie ślady prążków bliźniaczych pozwalają na zupełnie pewną ich identyfikację. Przeważnie jednak zmiany w plagioklazach nie są tak daleko posunięte.

Wszystkie przytoczone dotychczas spostrzeżenia upoważniają do określenia otoczków gabrowych, wchodzących w skład zlepieńców gabronośnych, jako zwietrzałych. Według Wiewióry (1967) dalsze wietrzenie może prowadzić już tylko do całkowitego zniszczenia wszelkich śladów po minerałach pierwotnych gabra i wytworzenia w następnym etapie typowej zwietrzliny skarbonatyzowanej. W schematycznym profilu wietrzeniowym masywów gabrowych gabra zwietrzałe występują powyżej gabr niezwiertzałych i przykryte są zwietrzeliną skarbonatyzowaną, zwietrzeliną zdekarbonatyzowaną, argilem i boksytom (np. w masywie gabrowo-diabazowym Nowa Ruda-Słupiec, *loco cit.*). Nie można mieć większych wątpli-

wości, że otoczki gabrowe docierały na obecne miejsce już w stanie znacznego zwietrzenia. Wynika to między innymi z identycznego stopnia zaawansowania przemian wietrzeniowych otoczków pochodzących z różnych miejsc. W przypadku innej sytuacji należałoby się spodziewać wyraźnego zróżnicowania postępu wietrzenia otoczków gabrowych o różnym pochodzeniu. Dodatkowym argumentem może być również bardzo niska zawartość piroksenów i brak oliwinów w drobnoziarnistej masie wypełniającej zlepieńców (matrix) oraz duża ilość występujących tam chlorytów.

Ciemne otoczki gabr oliwinowych zawierają jako główny składnik labrador (62–67% An). Jego tabliczki zbliźniaczone są najczęściej albitowo i peryklinowo, rzadziej według prawa karlsbadzkiego. Labrador stanowi około sześćdziesięciu procent objętości skały. Około dwudziestu procent objętości skały przypada na pseudomorfozy popiroksenowe, a nieco ponad dziesięć procent stanowią pseudomorfozy pooliwinowe. Pozostałą część skały stanowią różne skupienia mineralne o nieustalonym charakterze pierwotnym.

Zielonawe otoczki gabr bezoliwinowych zawierają jako główny składnik podobnie zbliźniaczony labrador (52–58% An), który stanowi około siedemdziesięciu pięciu procent objętości skały. Z pozostałych dwudziestu pięciu procent objętości skały na pseudomorfozy popiroksenowe przypada około piętnastu procent. Jednocześnie nie stwierdzono tutaj charakterystycznych struktur siatkowych.

Szarzielonkawe otoczki diabazu lub gabr drobnokrystalicznych zawierają jako główny składnik plagioklasy o zróżnicowanej zawartości anortytu (od 47 do 67%). Podobnie zróżnicowana jest ich zawartość w skale i zmienia się od około pięćdziesięciu do blisko siedemdziesięciu pięciu procent jej objętości. Z uwagi na drobnokrystaliczne wykształcenie i silne przeobrażenia minerałów ciemnych oznaczenie pseudomorfoz popiroksenowych i pooliwinowych było tutaj niemożliwe. Zauważa się również duży udział minerałów nieprzezroczystych. Charakterystyka petrograficzna otoczków gnejsów sowiogórskich, wchodzących w skład szkieletu ziarnowego zlepieńców gabronośnych (tabela 6), pokrywa się z cechami tego typu materiału, wchodzącego w skład piaskowców i zlepieńców gnejsowych.

Matrix zlepieńców gabronośnych złożona jest z materiału piaszczystego, który przemieszany jest często z obficie występującymi minerałami blaszkowymi i agregatami minerałów drobnołuseczko-

Tabela 7. Charakterystyka teksturalna piaskowców gabronośnych ku mu sowiogórskiego (w %, cjb., analizy mikrometryczne):
Summary of textural characteristics of gabbro-bearing sands: ones from the Sowie Mts. kuim (vol. %, modal analyses).

	Walim						Sokolec						Jugów						
	a		w		w		a		w		w		a		w				
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Q	14,0	27,9	—	10,3	31,5	—	15,1	30,2	—	16,7	25,8	—	1,8	24,2	—	2,3	12,8	22,6	
F	—	—	0,3	—	—	0,6	—	0,3	0,8	—	—	0,3	—	0,1	—	—	0,1	0,6	
R	53,2	43,6	21,4	47,1	42,5	17,3	—	27,9	25,0	—	23,9	20,2	49,8	42,1	—	41,2	30,0	20,1	
	—	1,4	14,9	—	2,9	12,8	—	10,7	12,4	—	6,9	10,1	—	0,1	2,7	—	6,5	12,5	14,3
	1,4	0,8	1,2	1,5	0,4	1,4	—	—	0,9	—	0,1	2,8	—	0,3	—	3,9	1,7	—	
	24,7	13,7	3,7	20,3	6,2	1,7	—	3,4	1,5	—	6,3	3,3	16,4	5,2	—	11,7	6,8	1,5	
	—	6,2	11,6	—	6,8	3,2	—	16,5	11,3	—	3,5	9,5	—	3,8	1,4	—	0,5	1,9	2,4
	5,7	2,8	1,2	4,9	3,8	0,6	—	8,7	3,2	—	9,9	2,5	13,1	6,4	—	11,3	5,0	0,1	
	0,2	0,1	—	0,1	0,1	—	—	0,1	0,5	—	0,3	0,1	—	0,1	0,1	—	—	—	
	0,1	—	—	0,1	—	—	—	0,1	—	—	0,2	—	—	0,3	—	—	0,1	—	
	0,1	0,2	0,4	—	0,2	0,3	—	0,3	0,1	—	1,8	0,8	—	0,1	0,1	—	0,1	0,2	
	—	0,1	0,2	—	0,1	0,2	—	2,8	—	—	0,5	0,3	—	—	—	—	0,1	—	
	3,7	2,4	1,9	4,2	6,7	5,1	—	6,0	4,9	—	2,6	1,5	—	4,7	1,4	—	2,6	3,4	3,2
	—	—	0,5	0,4	1,8	0,7	—	—	1,7	—	7,2	2,6	—	7,8	—	—	1,8	—	
	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	0,7	5,2	—	2,0	6,1	—	9,5	15,1	
	4,8	4,2	3,3	5,1	2,2	3,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	

Szkielet
ziarnowy
Framework

Inne
Others

Cement

Kalcyt
Calcite
Hematyt
Hematite

Matrix	6,2	10,5	11,5	16,3	16,0	20,8	—	8,1	5,8	—	19,4	15,0	6,8	2,1	—	18,2	16,0	19,3
Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej	0,0	0,2	0,5	0,0	0,2	0,8	—	0,2	0,6	—	0,3	0,5	0,0	0,4	—	0,0	0,2	0,6
Mineralogical maturity index	—	96	100	—	94	97	—	100	93	—	97	92	100	97	—	100	98	85
Ziarna kwarcu o wygaszaniu falistym	—	91	84	—	77	56	—	42	52	—	63	51	94	72	—	93	73	57
Quartz grains showing wavy extinction																		
Angularne ziarna kwarcu																		
Angular quartz grains																		

* 1 — piaskowce gabbrowe; 2 — piaskowce gabbrowo-gnejsowe; 3 — piaskowce gnejsowo-gabbrowe.

1 — gabbro-bearing sandstone; 2 — gabbro-gneiss sandstone; 3 — gneissic-gabbro sandstone.

a — arenity; w — waki

a — arenite; w — wacke.

wych, wyścielającymi także powierzchnie stratyfikacji. Charakterystyka petrograficzna masy wypełniającej zlepieńców gabronośnych pokrywa się z charakterystyką petrograficzną piaskowców gabronośnych i zostanie przedstawiona w dalszej części rozdziału. Podobne stwierdzenie można również odnieść do cementu zlepieńców gabronośnych.

Charakterystyka teksturalna piaskowców gabronośnych, których ławice występują wśród ławic zlepieńców gabronośnych, pozwala zaliczyć je zgodnie z klasyfikacją Pettijohna *et al.* (1972) do wak i arenitów arkozowych, rzadziej litycznych (tabela 7, fig. 13). Zgodnie z klasyfikacją Pettijohna z 1957 roku można omawiane skały określić również jako arkozy i szarogłazy skaleniowe.

Szkielet ziarnowy piaskowców gabronośnych złożony jest ze skaleni, kwarcu, minerałów blaszkowych, drobnych okruchów gabrowych i gnejsowych oraz z towarzyszących im niewielkich ilości minerałów ciężkich (plansza V, 2). W niektórych ławicach obecny bywa również zwęglony detrytus roślinny.

Wśród wszechobecnych ziarn skaleniowych dominującą rolę odgrywają plagioklasy. Można

je tutaj podzielić na dwie grupy. Do pierwszej należy zaliczyć ziarna labradoru (An_{50-67}), zbliżone według praw: albitowego, peryklinowego i karlsbadzkiego, natomiast w skład drugiej grupy wchodzi ziarna oligoklazu (An_{12-25}), zbliżone przeważnie tylko według prawa albitowego. Ziarna labradoru są jedynym rodzajem plagioklazów obecnych w ławicach piaskowców gabrowych i liczba ich ulega stopniowemu zmniejszeniu w ławicach piaskowców gabrowo-gnejsowych i gnejsowo-gabrowych, podczas gdy wzrasta równolegle liczba ziarn oligoklazu, a szczególnie duża jest w ławicach piaskowców gnejsowo-gabrowych. Warto przy tym zauważyć, że wraz ze zmniejszającym się udziałem ziarn labradoru w szkielecie ziarnowym piaskowców gabronośnych następuje ogólne zmniejszenie zawartości skaleni w skale (tabela 7). Ziarna labradoru występują w szkielecie ziarnowym piaskowców gabronośnych w postaci, którą cechują liczne przejawy przemian wtórnych. Najczęściej pokryte są one siateczką spękań wypełnionych różnymi minerałami wtórnymi. Wypełnienia szczelin spękania stanowią przeważnie węglany (dolomit, ankeryt, rzadziej kalcyt). W

A.

B.

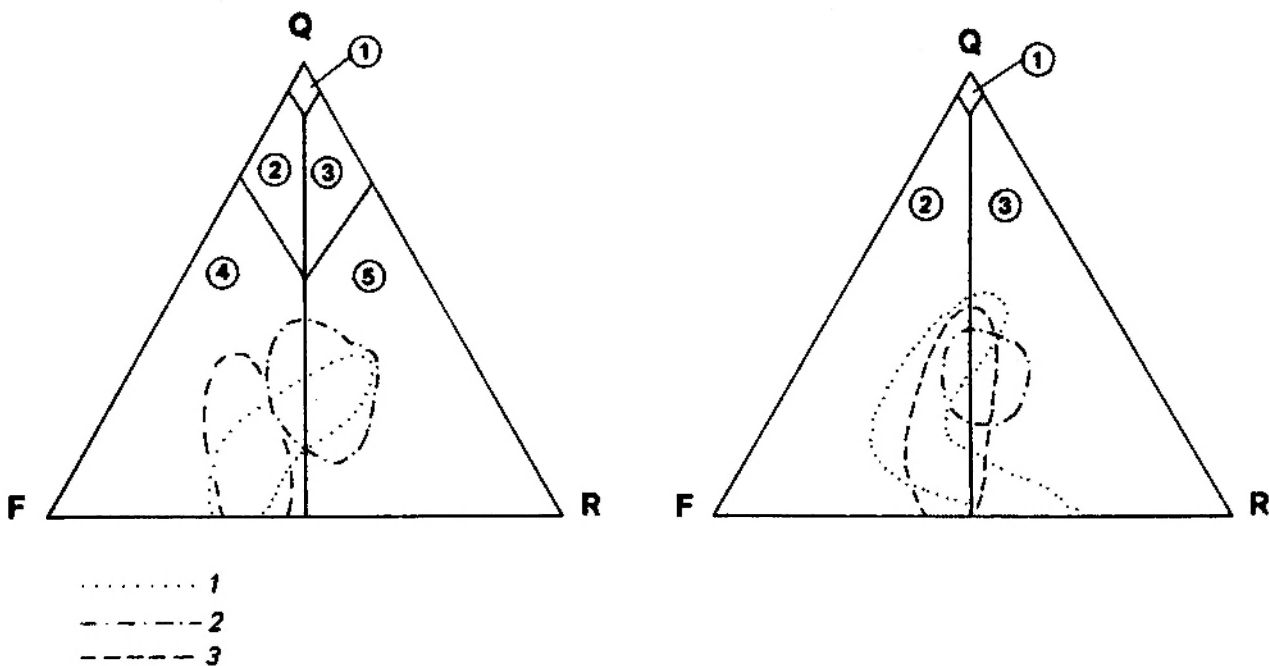


Fig. 13. Skład petrograficzny piaskowców gabronośnych kulmu sowiogórskiego (wg klasyfikacji Pettijohna *et al.*, 1972). Piaskowce gabronośne kulmu sowiogórskiego: 1 – z Walimia; 2 – piaskowce gabronośne kulmu sowiogórskiego z Sokolca; 3 – piaskowce gabronośne kulmu sowiogórskiego z Jugowa

Petrographical composition of gabbro-bearing sandstones from the Sowie Mts. kulum (according to the classification of Pettijohn *et al.*, 1972). Gabbro-bearing sandstones of the Sowie Mts kulum: 1 – from Walim; 2 – from Sokolec; 3 – from Jugów

mieszaniu z węglanami występują blaszkowate agregaty fengitu. Może on stanowić również samodzielne wypełnienia spękań i szczelin. Niektóre ziarna labradoru przecięte są drobnymi żyłkami penninu. Innym powszechnie obserwowanym przejawem wietrzenia ziarn labradoru jest ich kaolinityzacja. Proces ten szczególnie intensywnie rozwinął się w tych ziarnach labradoru, które zastąpione są już w znacznej części przez węglany. W tym stadium ziarna labradoru wykazują jeszcze obecność prążków bliźniaczych świadczących o tym, że pomimo narastającego zmętnienia, spowodowanego przerastaniem drobnymi krystalitami kaolinitu i wydzielającego się w trakcie kaolinityzacji kwarcu, znaczną część struktury ziarn stanowi jeszcze plagioklaz.

Ziarna oligoklazów nie zawierają natomiast tak różnorodnego zespołu produktów zmian wtórnych. Wyróżnia je zwłaszcza brak zastępujących węglanów i penninu. Bardzo charakterystyczne i powszechne jest natomiast niewielkie, brunatnawe zmętnienie ziarn, spowodowane obecnością submikroskopowych, rdzawych wrostków. Do często obserwowanych należą w tych ziarnach także znamiona rozkruszania (mikrospękania, mikrodyslokacje poszczególnych części zbliżonych polisyntetycznie ziarn). Wokół szczelin spękania zapoczątkowany bywa przeważnie proces ich kaolinityzacji. Jeszcze rzadziej obserwowano przejawy ich serycytyzacji. W rezultacie można stwierdzić, że ziarna oligoklazów są przeważnie wyraźnie mniej zwietrzałe i jednocześnie silniej brunatnawo zmętniałe niż ziarna labradoru. Drobne ziarna skalenia potasowego występują najczęściej w postaci mikropertytu mikroklinowego. Nie obserwuje się w nich wyraźniejszych znamion przemian wtórnych.

Ziarna kwarcu wchodzące w skład szkieletu ziarnowego piaskowców gabronośnych mają te same cechy charakterystyczne, które stwierdzano w ziarnach kwarcu występujących w szkielecie ziarnowym piaskowców gnejsowych. Analogiczne stwierdzenie można odnieść do cech charakterystycznych blaszek biotyту. Warto przy tym zauważyć, że ilość kwarcu i biotyту zawartego w szkielecie ziarnowym omawianych piaskowców wzrasta sukcesywnie i jest największa w piaskowcach gnejsowo-gabrowych (tabela 7).

Przeważnie niewielka liczba blaszek jasnych lyszczyków występujących w szkielecie ziarnowym piaskowców gabronośnych należy do fengitu (słaby pleochroizm w barwach: α – bezbarwny, $\beta \cong \gamma$ – bladozielonkawy, mały kąt osi optycznych $2V_x = 11-15^\circ$). Fengit tworzy najczęściej

prawidłowe zrosty z biotytem. Duże, samodzielne blaszki są natomiast rzadko spotykane.

Bardzo ważną rolę w szkielecie ziarnowym omawianych piaskowców odgrywają chloryty. Najobficiej występują one w ławicach piaskowców gabrowych; w ławicach piaskowców gabrowo-gnejsowych i gnejsowo-gabrowych zawartość ich stopniowo maleje (por. tabela 7). Reprezentowane są przez bladozielonkawy, o subnormalnych niebieskawych barwach interferencyjnych, niskodwójłomny ($\Delta = 0,002-0,004$), słabopleochroiczny pennin i silniej dwójłomny ($\Delta = 0,005-0,008$), bladożółtawy, o brunatnawych barwach interferencyjnych klinochlor. W ławicach piaskowców gnejsowo-gabrowych najczęściej spotykany jest jedynie pobiotytowy pennin z charakterystycznymi polami pleochroicznymi wokół wrostków cyrkonu, podczas gdy w piaskowcach gabrowych jest go stosunkowo niewiele lub też nie występuje. Równocześnie można zauważyć zasadnicze różnice wielkości przeważającej części blaszek chlorytów, które występują w poszczególnych rodzajach piaskowców gabronośnych. W ławicach piaskowców gabrowych wielkość blaszek chlorytów mieści się w dolnym odcinku przedziału wielkości przewidzianych dla szkieletu ziarnowego piaskowców (najczęściej między 4 i 3ϕ wg skali Krumbeina 1934), podczas gdy w piaskowcach gnejsowo-gabrowych są to blaszki o rozmiarach od 1 do -1ϕ (wg skali *loco cit.*). W piaskowcach gabrowych, w odróżnieniu od piaskowców gnejsowo-gabrowych, chloryty tworzą często agregaty blaszek i łusek, będące niewielkimi fragmentami pseudomorfoz po minerałach skałotwórczych gabra, których identyfikacja jest już obecnie niemożliwa. Agregaty takie złożone są głównie z klinochloru.

Jak wynika z przytoczonych dotychczas spostrzeżeń, prawie cała ilość kwarcu, biotyту, fengitu, skalenia potasowego i często duża ilość plagioklazów (ziarna oligoklazów) oraz chlorytów (w części będącej pobiotytowym penninem), występujących w szkielecie ziarnowym piaskowców gabronośnych, pochodzi z wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich. Pozostałą część materiału detrytycznego w omawianych skałach stanowią produkty wietrzenia i erozji masywów gabrowych. Spostrzeżenia te potwierdza skład petrograficzny okruchów skalnych, które wchodzą w skład szkieletu ziarnowego omawianych piaskowców gabronośnych. Ich charakterystyka petrograficzna pokrywa się z charakterystyką otoczków występujących w składzie szkieletu ziarnowego zlepieńców gabronośnych. Podobne wnioski można wy-

ciągnąć z charakterystyki petrograficznej minerałów ciężkich (tabela 7). Obok powszechnie występujących ziarn minerałów nieprzezroczystych można tutaj wyróżnić dwie kategorie minerałów przezroczystych, różniących się pochodzeniem. Do pierwszej można zaliczyć ziarna granatu i cyrkonu. Pochodzą one z wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich (upewnia o tym porównanie mikroskopowe). Do drugiej kategorii należą natomiast ziarna piroksenów i amfiboli. Duże ziarna piroksenów są przeważnie diallagiem (kąt $Z/\gamma - 40-44^\circ$, $2V_\gamma = 56-62^\circ$) charakteryzującym się bardzo gęstą łupliwością według (100). W wielu ziarnach obserwowano ich uralizację, chlorytazację i karbonatyzację. Procesom tym towarzyszy wydzielanie się drobnych skupień minerałów nieprzezroczystych, układających się przeważnie zgodnie z płaszczyznami łupliwości. Ziarna te pochodzą bez wątplenia z wietrzenia i erozji gabr.

W wielu ławicach piaskowców gabronośnych występują także zwęglone strzępki pochodzenia roślinnego. Zwęglona sieczka roślinna koncentruje się przeważnie na powierzchniach stratyfikacji. Stosunkowo duże fragmenty zwęglonych łodyg (kilku lub nawet kilkunastomilimetrowej długości) spotykane są również w pewnym oddaleniu od wyraźnie zaznaczających się powierzchni stratyfikacji, wśród składników ziarnistych i blaszkowych szkieletu ziarnowego.

Do **matrix**, zgodnie z propozycją Füchtbauera i Müllera (1970), zaliczono wszystkie te detrytyczne składniki ziarniste i blaszkowe, których rozmiary mieszczą się poniżej granicznej wielkości przewidzianej dla frakcji psamitowej (tj. poniżej $4,0\phi$ wg skali Krumbeina 1934).

W ławicach piaskowców gabrowych głównymi składnikami matrix są drobne, detrytyczne blaszki chlorytów (klinochlor, pennin) oraz ziarenka skaolinityzowanych w różnym stopniu plagioklazów. Bardzo obficie, zwłaszcza w porównaniu ze składem ilościowym szkieletu ziarnowego, występują tutaj minerały ciężkie (szczególnie minerały nieprzezroczyste).

W ławicach piaskowców gabrowo-gnejsowych i gnejsowo-gabrowych w skład matrix wchodzi, obok wymienionych już minerałów, także drobne blaszki biotyty (w tym schlorytyzowanego – penninu), ziarna kwarcu, granatów i cyrkonu. Zwraca również uwagę, pomimo powszechnie obserwowanych przejawów kaolinityzacji skał, brak większych skupień kaolinitu, nie będących poskaleniowymi pseudomorfozami, którego należałoby się tutaj spodziewać.

Cement w omawianych skałach stanowią kal-

cyt i hematyt (tabela 7). Cement kalcytowy stwierdzano jedynie w tych ławicach piaskowców gabronośnych, które znajdowały się w sąsiedztwie warstw zawierających szczątki szkieletów organicznych i można było z całkowitą pewnością stwierdzić, że powstały już w warunkach morskich. Stwierdzenie to poparte jest także cechami cementu kalcytowego. Cement kalcytowy wypełnia w niektórych ławicach znaczną część przestrzeni międzyziarnowych. Cement hematytowy tworzy natomiast nieregularne, ziarniste skupienia w najdrobniejszych przestrzeniach pomiędzy składnikami ziarnistymi i blaszkowymi. Zwykle jest on zupełnie nieobecny w tych ławicach piaskowców gabronośnych, które charakteryzuje obecność cementu kalcytowego.

Piaskowce gabronośne są skałami o zróżnicowanej dojrzałości mineralogicznej (0,0 do 0,8, tabela 7, wg formuły A. K. Teisseyre'a 1968). Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej wzrasta stopniowo w tych ławicach, które cechuje coraz to większa zawartość materiału pochodzącego z wietrzenia i erozji gnejsów sowiogórskich (od wartości najniższych w piaskowcach gabrowych do wartości najwyższych w piaskowcach gnejsowo-gabrowych). Wynika to z przeważnie dużego udziału w budowie omawianych skał plagioklazów i minerałów blaszkowych. Wyraża się także ogromną przewagą udziału plagioklazów nad skałeniami potasowym oraz biotyty nad jasnymi łuszczakami. Symptomatyczna jest tutaj także duża zawartość chlorytów. Taki stopień dojrzałości mineralogicznej piaskowców gabronośnych uwarunkowany został jednak głównie rodzajem dostarczanego materiału detrytycznego.

Podobnie jak w osadowych brekcjach gnejsowych, piaskowcach i zlepieńcach gnejsowych, również piaskowce i zlepieńce gabronośne charakteryzują się niezbyt dużą zwięzłością. Jedynie ławice zawierające bardziej obfity cement kalcytowy wyróżniają się dużą zwięzłością. Pozostałe są przeważnie kruche i łatwo rozsypliwie, szczególnie po nawilżeniu. Spowodowane jest to niewielką zawartością cementu hematytowego (średnio $4,1\%$ obj. skały). Nie bez wpływu na ich zwięzłość pozostaje obecność dużej ilości minerałów blaszkowych (biotyt, chloryty). W niektórych ławicach znaczny wpływ na zwięzłość skały wywiera obecność zwęglonych szczątków roślinnych. Jednak podstawową przyczyną obserwowanej zwięzłości piaskowców i zlepieńców gabronośnych jest kompakcyjne zagęszczenie upakowania składników związane z ich diagenезą. Zwiększenie gęstości upakowania składników następowało

Tabela 8. Analizy chemiczne skał gabronośnych kulmu sowiogórskiego, gabra i ich zwietrzelin (w % wag.)
Chemical analyses of gabbro-bearing rocks, gabbro and weathered gabbro (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,67	47,11	46,52	48,78	48,24	47,23	49,19	44,11	36,66	37,92
TiO ₂	0,38	0,30	0,19	0,26	0,97	1,72	0,37	0,23	0,18	0,34
Al ₂ O ₃	19,34	20,02	21,26	11,09	17,88	13,22	18,88	20,78	20,02	30,79
Fe ₂ O ₃	2,72	1,59	1,83	2,40	3,16	6,06	1,40	1,17	0,83	1,21
FeO	1,90	4,21	3,22	3,57	5,95	5,00	3,53	3,72	4,49	6,47
MnO	0,14	0,06	0,11	0,08	0,13	0,20	0,04	0,06	0,08	0,16
MgO	3,12	6,83	5,17	6,11	7,51	5,88	8,82	7,18	5,52	1,86
CaO	12,15	10,46	12,04	13,83	10,99	12,46	14,83	12,80	10,09	2,53
Na ₂ O	4,63	2,07	1,05	1,36	2,55	4,38	2,25	2,01	0,22	0,19
K ₂ O	0,09	0,10	0,13	0,25	0,89	0,11	0,10	0,13	0,22	0,16
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,02	0,02	0,28	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
H ₂ O+	0,20	1,05	0,68	0,79	1,54	3,52	0,59	1,73	5,62	10,86
H ₂ O-	0,14	0,90	0,51	0,24						
CO ₂	3,49	5,27	7,06	10,94	n.o.	—	n.o.	6,08	16,07	7,51
SO ₃	0,02	0,03	0,01	0,01	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Suma	100,00	100,02	99,80	99,74	100,00	99,78	100,00	100,00	100,00	100,00
Total										
Strata po prażeniu	10,08	11,23	11,83	13,27						
Weight loss after calcination										
Fe ₂ O ₃ całkowite	4,97	6,14	5,32	6,33						
Total as Fe ₂ O ₃										
Suma ze stratą po prażeniu	99,93	99,05	99,97	100,05						
Total after calcination										

* 1 – piaskowiec gabrowo-gnejsowy z Sokolca; 2 – piaskowiec gabrowy z Jugowa; 3 – piaskowiec gabrowy z Walimia; 4 – piaskowiec gabrowy z Jugowa (z cementem kalcytowym); 5 – przeciętny skład gabra (wg Daly'ego, 1933, cytowane za Bolewski, Parachoniak 1974); 6 – gabbro afanitowe (diabaz), wg Kapuściński, Pozzi 1981; 7 – gabbro świeże z masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec, wg Wiewióra 1967; 8 – gabbro zwietrzałe (*loco cit.*); 9 – gabrowa zwietrzelnina skarbonatyzowana (*loco cit.*), 10 – gabrowa zwietrzelnina zdekarbonatyzowana (*loco cit.*).

1 – gabbro-gneissic sandstone from Sokolec; 2 – gabbro-bearing sandstone from Jugów; 3 – gabbro-bearing sandstone from Walim; 4 – gabbro-bearing sandstone from Jugów (with calcite cement); 5 – the average chemical composition of gabbro (after Daly 1933, taken from Bolewski, Parachoniak 1974); 6 – afanitic gabbro (diabase), after Kapuściński, Pozzi 1981; 7 – fresh gabbro from the Nowa Ruda-Słupiec gabbro-diabase massif, after Wiewióra 1967; 8 – weathered gabbro (*op. cit.*); 9 – carbonatized weathered gabbro (*op. cit.*); 10 – decarbonatized weathered gabbro (*op. cit.*).

wskutek elastycznych deformacji minerałów blaszkowych, podobnie jak w piaskowcach gnejsowych. Na skutek wywołanych kompaktacją deformacji plastycznych minerałów blaszkowych nastąpiło dostosowanie się ułożenia blaszek do konturów twardszych składników ziarnistych. Szczególnie dobrze jest to widoczne w przypadku samodzielnie występujących blaszek. Relacje między składnikami ziarnistymi i większymi skupieniami minerałów blaszkowych są znacznie bardziej skomplikowane. Niemniej i tutaj dostrzegano wciskanie się plastyczne minerałów blaszkowych pomiędzy składniki ziarniste. Przytoczone dotychczas przejawy diagenetyzacji można określić jako zmiany geometryczne wywołane ciśnieniem wywieranym przez osady gromadzące się powyżej. Ciśnienie wywierane przez nakład nie mogło być jednak tutaj zbyt duże, ponieważ nie stwierdzono rozpuszczania pod ciśnieniem składników

ziarnistych. W jakimś stopniu przeciwdziałała temu duża ilość minerałów blaszkowych w omawianych skałach, których obfitość nie sprzyja przenoszeniu ciśnienia petrostatycznego między składnikami ziarnistymi. Do diagenetycznych zmian mineralogicznych należy zaliczyć natomiast wprowadzenie w przestrzeń międzyziarnową cementu kalcytowego i hematytowego. W efekcie niektóre ławice skał gabronośnych uległy lityfikacji, rozumianej jako bardzo wczesny etap diagenetyzacji. Do wczesnodiagenetycznych zmian mineralogicznych należy zaliczyć również wypieranie ziarn skaleni przez kaolinit. W niektórych ławicach proces ten jest tak daleko posunięty, że mamy tam do czynienia jedynie z końcowym produktem, którym są pseudomorfozy kaolinitowe.

Źródłem detrytycznego materiału gabrowego, który był dostarczany do budowy omawianych

piaskowców i zlepieńców gabronośnych, należy się dopatrywać w okalających krę sowiogórką masywach skał zasadowych. Na podstawie przytoczonej dotychczas charakterystyki petrograficznej materiału gabrowego, po porównaniu jej z wynikami uzyskanymi przez Wiewiórę (1967), można stwierdzić, że głównym źródłem dostawy materiału gabrowego był maszyn gabrowo-diabazowy Nowa Ruda-Słupiec. Dodatkowych argumentów dostarcza porównanie wyników analizy chemicznej skał gabronośnych kulmu sowiogór-

skiego z przeciętnym składem chemicznym gabra oraz gabra pochodzących z masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec, znajdujących się w różnym stanie zwiertzenia (tabela 8). Warto przy tym zauważyć, że skład chemiczny piaskowców gabrowych (analiza nr 2 i 3, tabela 8) i skład chemiczny gabra zwiertzałego z masywu Nowa Ruda-Słupiec (analiza nr 8, tabela 8) jest niemal identyczny. Nieznaczne różnice mieszczą się w ramach normalnego, naturalnie istniejącego zróżnicowania prób poddanych analizom.

Tabela 9. Wyniki analizy dyfraktometrycznej analcymu z „mułowców ziemistych” (Jugów, lokalizacja pobrania próby w: Łapot 1985).

X-ray diffraction powder data of analcime from „soil-like” mudstones, Jugów (samples location given in Łapot 1985).

$d(\text{Å})$	I	Nr refleksu na fig. 14
5,61	80	1 A
4,87	35	2 A
3,67	36	3 A
3,43	100	4 A
2,93	75	5 A
2,80	25	6 A
2,69	33	7 A
2,51	38	8 A
2,43	32	9 A
2,22	27	10 A
2,02	21	11 A
1,904	27	12 A
1,868	21	13 A
1,744	34	14 A
1,717	20	15 A

ZANALCYMIZOWANE PIASKOWCE GABRONOŚNE

Odsłonięcie, w którym stwierdzono występowanie piaskowców gabronośnych zawierających bardzo duże ilości analcymu, zlokalizowane jest w Jugowie, w pobliżu strefy dyslokacyjnej, wzdłuż której graniczą ze sobą: gnejsowy blok Gór Sowich i depresja śródsudecka (Łapot 1985, 1986). Występowanie analcymu potwierdzone zostało w prawie wszystkich występujących tam ławicach. Szczególnie duże koncentracje analcymu odnotowano zwłaszcza w skałach najbardziej drobnoziarnistych, głównie w tzw. „mułowcach ziemistych” (plansza V, 3). Analcym jest w nich główną fazą mineralną, którą można wyróżnić w dyfraktogramach (tabela 9, fig. 14). W ławicach bardziej gruboziarnistych, a szczególnie takich, które zawierają obfity cement kalcytowy, jest go już wyraźnie mniej lub zupełnie nie występuje (fig. 15, 16).

Analcym występuje w omawianych skałach zarówno w przestrzeniach międzyziarnowych,

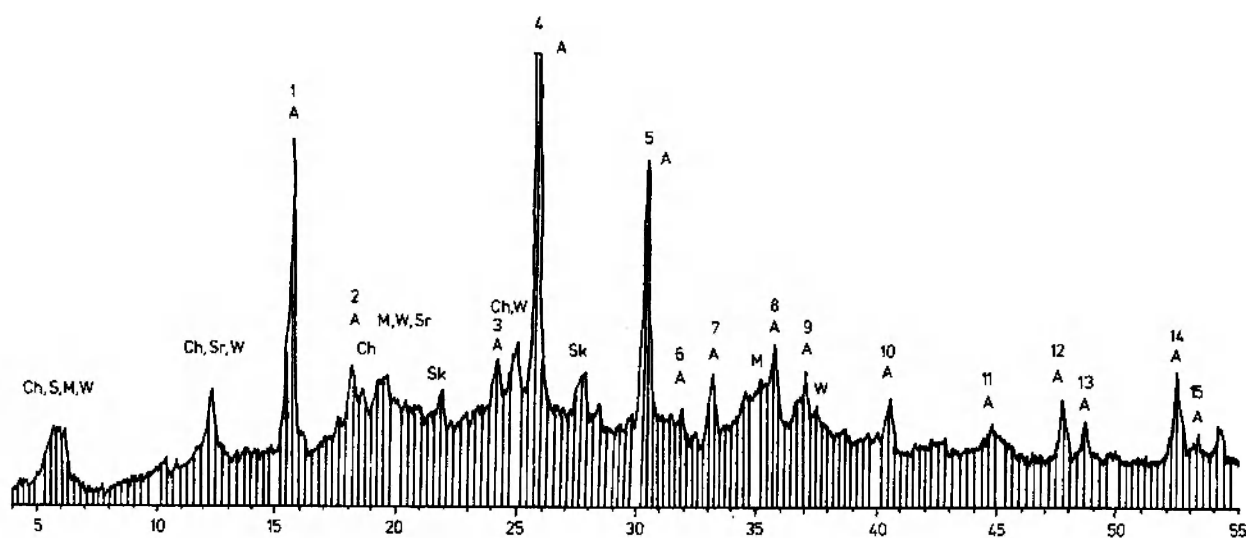


Fig. 14. Dyfraktogram „mułowca ziemistego”, Jugów. A — analcym; Ch — chloryty; Sk — skalenie; W — wermikulit; S — saponit; M — montmorillonit; Sr — serpentyn

X-ray diffraction powder pattern of the so-called „soil-like” mudstone, Jugów. A — analcime; Ch — chlorites; Sk — feldspars; W — vermiculite, S — saponite; M — montmorillonite; Sr — serpentine

gdzie pełni rolę cementu, lub też zastępuje niektóre składniki szkieletu ziarnowego (plansza IV, 1, plansza XIV, 3). Obie te funkcje (tj. cementu lub składnika pseudomorfoz) może pełnić jednocześnie w tej samej ławicy lub tylko występować w jednej z tych ról. Jeżeli w skale występuje cement kalcytowy, to wówczas analcym występuje jedynie jako składnik pseudomorfoz. W przestrzeniach międzyziarnowych jest on zawsze ksenomorficzny (plansza IV, 1). Charakteryzuje go tutaj izotropizm i wyraźnie ujemny relief. W nieco większych przestrzeniach międzyziarnowych za-

uważa się często obecność słabo dwójłomnych pól mimetycznych ($\Delta = 0,001$). Przeważnie jest tutaj również doskonale przejrzysty i bezbarwny. Nie zauważa się większej liczby wrostków chlorytów. Jeżeli występują, to układają się w brzożnych częściach przestrzeni międzyziarnowej i nadają temu fragmentowi wypełnień analcymowych bładozielonkawy odcień. Biorąc pod uwagę rezultaty badań rentgenograficznych (fig. 14), można stwierdzić, że są to również wrostki wermikulitu. Współczynnik załamania światła analcymu, określony metodą imersyjną (olej lniany, olej ry-

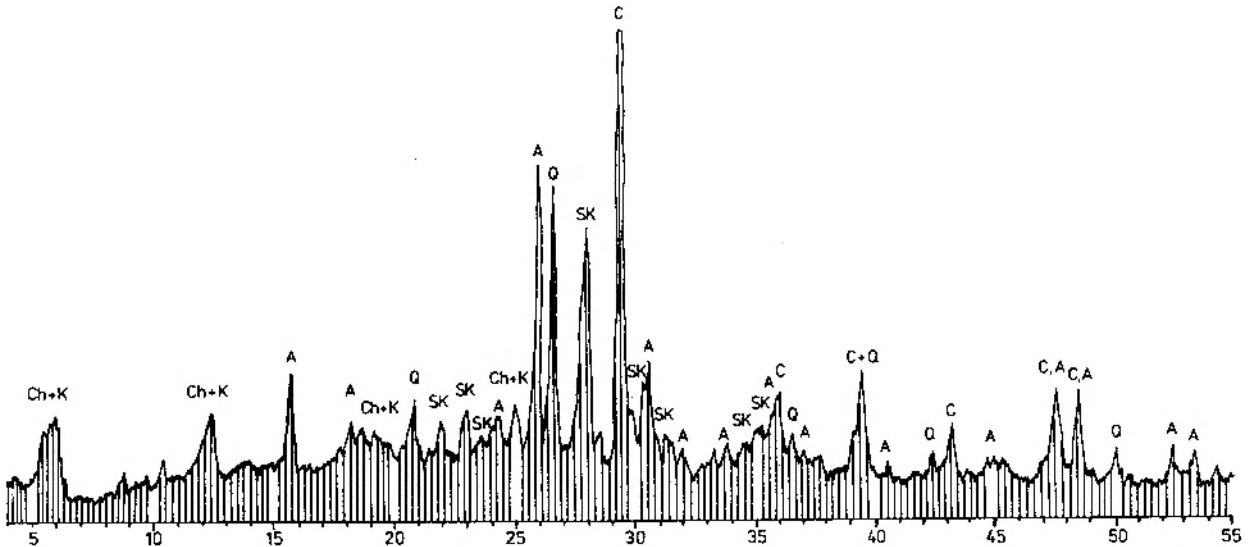


Fig. 15. Dyfraktogram z analcymizowanego piaskowca gabronośnego o cemencie węglanowym, Jugów. C – kalcyt; A – analcym; Q – kwarc; SK – skalenie; Ch – chloryty; K – kaolinit
X-ray diffraction powder pattern of the analcime-rich, gabbro-bearing sandstone with a carbonate cement, Jugów. C – calcite; A – analcime; Q – quartz; SK – feldspars; Ch – chlorites; K – kaolinite

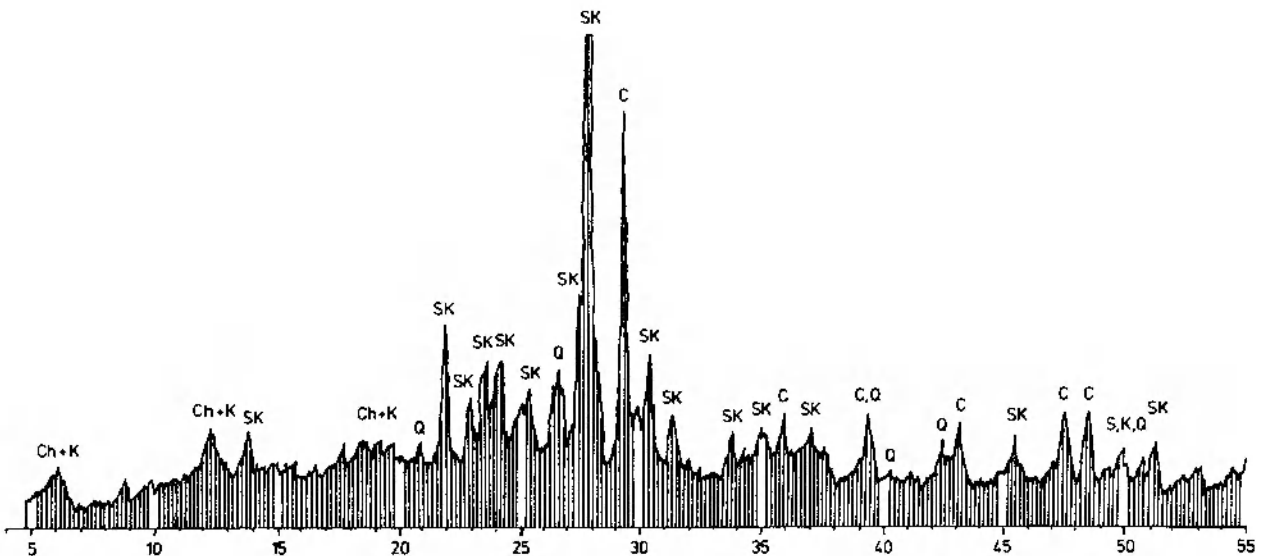


Fig. 16. Dyfraktogram piaskowca gabronośnego o cemencie węglanowym, Jugów. SK – skalenie; C – kalcyt; Q – kwarc; Ch – chloryty; M – lyszczki
X-ray diffraction powder pattern of gabbro-bearing sandstone with a carbonate cement, Jugów. SK – feldspars; C – calcite; Q – quartz; Ch – chlorites; M – micas

cynowy), mieści się w przedziale $n = 1,48-1,49$. Analcytm wyróżnia się ponadto w przestrzeniach międzyziarnowych brakiem łupliwości czy nasładowujących ją spękań.

Najczęściej zastępowanym przez analcytm składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego są ziarna labradoru (plansza XIII, 3, 4). Rzadko jest to całkowite zastąpienie plagioklazu przez analcytm (plansza XIV, 1-3, plansza XIII, 3, 4). Dzięki obecności relików pierwotnego minerału możliwa jest identyfikacja charakteru pseudomorfoz.

Analcytmizacja ziarn plagioklazów następowała stopniowo i inicjowana była od powierzchni ziarn lub od powierzchni mikrospekkań w kierunku coraz to bardziej wewnętrznych części ziarn. Niejednokrotnie odnosi się wrażenie, że odbywała się ona również w sposób selektywny, obejmując jakby tylko wybrane prążki w zbliżonych polisyntetycznie ziarnach plagioklazów, by w następnym etapie rozszerzyć się już na całe ziarno. Analcytm występujący w roli składnika pseudomorfoz jest wyraźnie zmętniały, przepelniony sub-

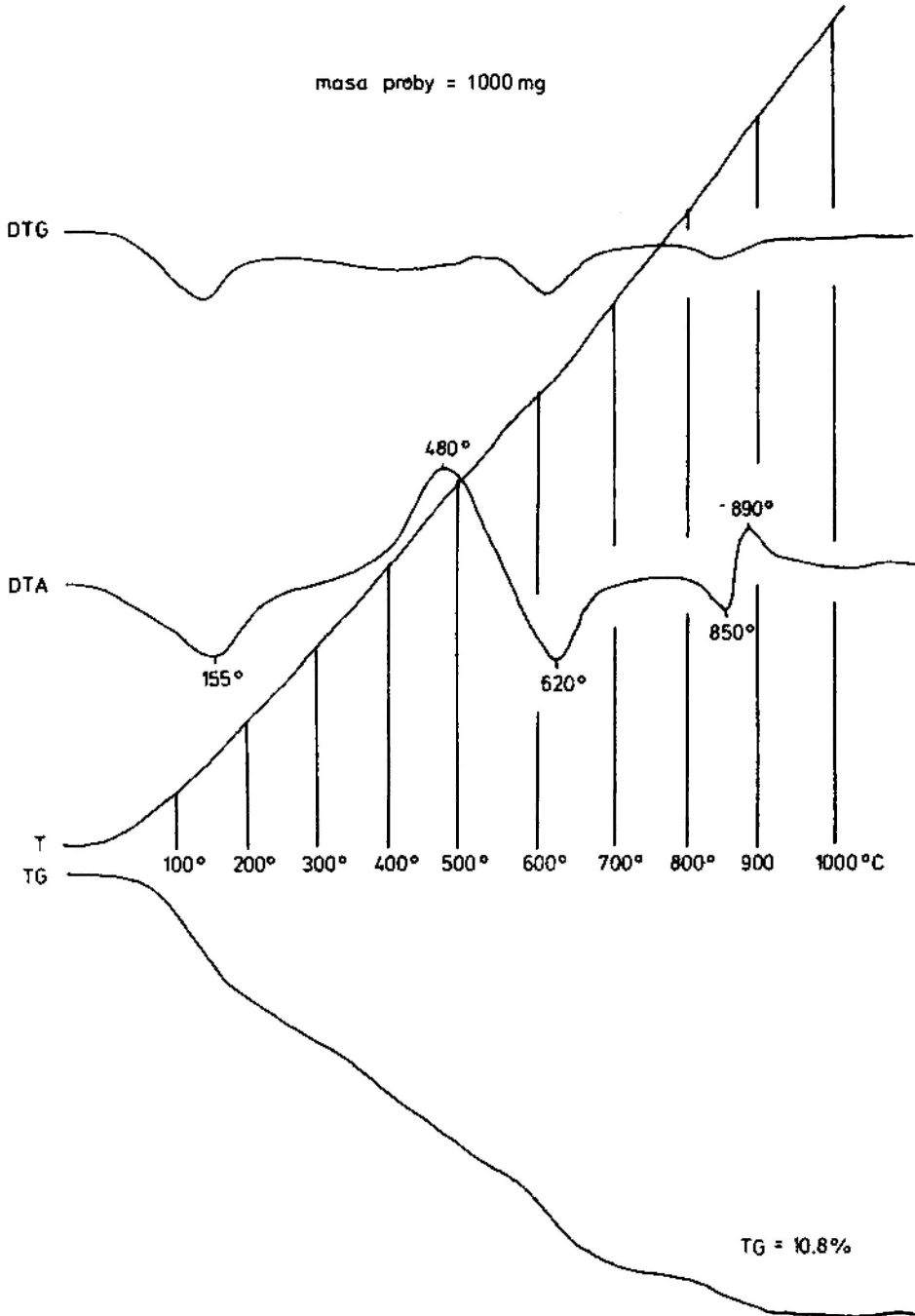


Fig. 17. Derywatogram „mulowca ziemistego”, Jugów. Występuje: wermikulit 155°, 620°, 850°, 890°, piryt 480°C
 Thermal curves of the so-called “soil-like” mudstone. Jugów. Identified phases: vermiculite 155°, 620°, 850°, 890°, pyrite 480°C

mikroskopowej wielkości zanieczyszczeniami mineralnymi, które są produktem przeobrażeń analcymizowanego minerału lub też zostały odziedziczone po zastępowanym mineralu. Niejednokrotnie jest możliwe określenie właśnie na tej podstawie uprzedniego konturu zanalcymizowanego całkowicie ziarna mineralnego. Analcym tworzy często również charakterystyczne obwódki o grubości rzędu 0,01 mm na drobnych ziarnach minerałów nieprzezroczystych.

Najbogatsze w analcym próby tzw. „mulowców ziemistych” poddano badaniom termicznym (fig. 17). Otrzymany rezultat wskazuje na występowanie wermikulitu (efekty endogeniczne: 155°, 620°, 850°, i efekt egzogeniczny: 890°) oraz piryty (efekt egzogeniczny: 480°). Stopniowe wznoszenie się krzywej DTA już od około 300°C wskazuje na występowanie zwęglonej substancji organicznej. Efekt endotermiczny analcymu, który powinien wystąpić między 400 i 500°C (W. P. Iwanowa 1961), został zamaskowany przez bardzo silny efekt egzotermiczny piryty, który pojawia się zwykle w podobnym zakresie temperatur.

Bardziej szczegółowe badania analcymu występującego w omawianych skałach zostały ujęte w odrębnych opracowaniach (Łapot 1985, 1986). Na podstawie analizy chemicznej „mulowca ziemistego” (tabela 10) i porównania jej wyników z analizą chemiczną gabra zwietrzałego pochodzącego z masywu gabrowego Nowej Rudy oraz z analizami piaskowców gabronośnych, które nie uległy analcymizacji (tabela 8), można stwierdzić, że wyróżniają się one wyższą zawartością MgO, H₂O i Na₂O, natomiast wyraźnie niższa jest w nich zawartość CaO.

Thugutt (1946) wskazuje na rolę węgla jako czynnika sprzyjającego powstawaniu analcymu w skałach osadowych. Nic nie stoi na przeszkodzie, żeby uznać katalityczną rolę węgla w trakcie analcymizacji omawianych skał gabronośnych (węgiel jest ich niemalże stałym składnikiem). Należy jednak bardzo wyraźnie stwierdzić, że rzeczywisty czynnik analcymizujący przyszedł z zewnątrz i związany był z przenikaniem w przestrzenie międzyziarnowe niskohydrotermalnych roztworów sodonośnych, które wędrując zluźnieniami strefy dyslokacyjnej południowo-zachodniej krawędzi bloku gnejsowego Gór Sowich, znajdującej się w bezpośrednim sąsiedztwie odsłonięcia z zanalcymizowanymi piaskowcami gabronośnymi (Łapot 1985, 1986), przenikały w otaczające ją skały osadowe i powodowały ich analcymizację. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że poszukiwanie analcymu w osadowych skałach gabronoś-

nych, których odsłonięcia są zlokalizowane w pewnym oddaleniu od wspomnianej strefy dyslokacji, dały negatywny rezultat. Zupełny brak kaolinitu w zanalcymizowanych osadowych skałach gabronośnych, przy stwierdzonej jego obecności w osadowych skałach gabronośnych, które nie

Tabela 10. Analizy chemiczne zanalcymizowanych piaskowców gabronośnych z Jugowa (lokalizacja miejsca występowania wg Łapot 1985)

Chemical analyses of analcime-rich, gabbro-bearing sandstones from Jugów (location given in Łapot 1985)

Skład chemiczny (w % wag.) Chemical composition (wt. %)	1*	2	3	4		
SiO ₂	46,41	45,70	44,11	48,24		
TiO ₂	0,32	0,76	0,23	0,97		
Al ₂ O ₃	19,40	18,17	20,78	17,88		
Fe ₂ O ₃	3,49	3,86	1,17	3,16		
FeO	2,28	2,51	3,72	5,95		
MnO	0,08	0,09	0,06	0,13		
MgO	10,39	5,11	7,18	7,51		
CaO	2,78	7,91	12,80	10,99		
Na ₂ O	3,96	4,00	2,01	2,55		
K ₂ O	0,73	1,75	0,13	0,89		
P ₂ O ₅	0,01	0,06	n.o.	0,28		
H ₂ O +	9,18	4,28	H ₂ O	1,73	H ₂ O	1,45
CO ₂	0,47	4,99	6,08	n.o.		
SO ₃	0,03	0,01	n.o.	n.o.		
Suma	99,53	99,20	100,00	100,00		
Total						
Strata po prażeniu	9,45	9,42				
Weight loss after calcination						
Fe ₂ O ₃ całkowite	6,02	6,64				
Total as Fe ₂ O ₃						
Suma ze stratą po prażeniu	99,57	99,62				
Total after calcination						

* 1 – „mulowiec ziemisty” (najbardziej zasobna w analcym skała z odsłonięcia w Jugowie); 2 – zanalcymizowany piaskowiec gabronośny o cemencie kalcytowym (mało zasobna w analcym skała z odsłonięcia w Jugowie); 3 – gabra zwietrzałe z masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec (wg Wiewióry 1967); 4 – przeciętny skład gabra (wg Daley 1933, cytowane za Bolewskim, Parachoniakiem 1974). Uwaga! 3 i 4 przytoczono dla porównania zanalcymizowanych piaskowców gabronośnych z przeciętnym składem gabra i gabrem zwietrzałym.

1 – “soil-like” mudstone (the most analcime-rich rock from the outcrop in Jugów); 2 – analcime gabbro-bearing sandstone with calcite cement (analcime-poor rock from the outcrop in Jugów); 3 – weathered gabbro from the Nowa Ruda-Słupiec gabbro-diabase massif (after Wiewióra 1967); 4 – the average chemical composition of gabbro (after Daley 1933, taken from Bolewski, Parachoniak 1974). Note! Analyses 3 and 4 are given to compare analcime-sandstones with the average chemical composition of gabbro and weathered gabbro.

uległy analcymizacji (w odsłonięciach oddalonych od strefy dyslokacyjnej) sugeruje, że analcymizacji uległ występujący prawdopodobnie uprzednio w skale kaolinit. Na możliwość powstawania analcymu przez analcymizację kaolinitu wskazywał już Thugutt (1946).

Dotychczas jest to jedyne miejsce, w którym stwierdzono analcymizację skał otaczających strefę dyslokacyjną rozgraniczającą krystaliczny blok Gór Sowich i depresję śródsudecką. Związane jest to zapewne ze szczególną podatnością specyficznych skał osadowych, którymi są bez wątpienia piaskowce i mułowce gabronośne, na działanie niskohydrotermalnych roztworów sodonośnych.

O działaniu roztworów hydrotermalnych może także świadczyć obserwowana często krystalizacja chalcedonu pomiędzy blaszkami pakietów biotytowych i innych minerałów blaszkowych (plansza V, 4) oraz obrastanie chalcedonem składników ziarnistych. Podobny wniosek można wyciągnąć ze stwierdzonej tutaj małej zawartości analcymu w tych ławicach, które zawierają cement kalcytowy. Cement ten był czynnikiem utrudniającym migrację roztworów analcymizujących w przestrzeni międzyziarnowej i w związku z tym analcymizacja nie jest tutaj tak daleko zaawansowana, jak się obserwuje w ławicach, które cementu nie mają lub też mają go bardzo mało.

ZSYLIFIKOWANE I SKARBONATYZOWANE PIASKOWCE I ZLEPIENCE GABRONOŚNE

Utwory te tworzą wąskie, kilkunastometrowej miąższości pasmo wychodni wokół przyszczytowych partii wzniesienia +583,0 m n.p.m., położonego około 200 m w kierunku W od nieczynnej już stacji kolejowej w Walimiu (fig. 18). Pomiarów parametrów zalegania wskazują, że utwory stanowią fragment niewielkiej brachysynkliny, powstałej i zachowanej jako reliktowy element większej pokrywy skał osadowych, złożonej w znacznej części z piaskowców i zlepieńców gabronośnych. Element ten zachował się między bardziej odpornymi na wietrzenie i erozję ciałami skał magmowych: kersantylem na SE i ryolitem na NW. Wyróżniono tutaj trzy podstawowe warstwy, których skrócony opis, poczynając od warstwy najmłodszej, przedstawia się następująco:

Warstwa 1 – zlepience i piaskowce gnejsowe, w najniższej części warstwy występują również cienkie ławice piaskowców gnejsowo-gabrowych. Skały należące do tej warstwy są słabo zwięzłe, rozsypliwie, w związku z czym nie dają dobrych odsłoneń i śledzenie przebiegu ławic jest tutaj

bardzo utrudnione. Osady te zajmują wierzchołkową część wzniesienia +583,0 m n.p.m.

Warstwa 2 – zsylikowane i w części także skarbonatyzowane piaskowce gabronośne. Wśród tych skał występują również, zalegając przeważnie niezgodnie, wąskie żyły silnie zsylikowanej skały, najprawdopodobniej pochodzenia magmowego. Powstały z opisywanych skał rumosze zboczowy ma postać foremnych, bardzo ostrokrawędzistych i twardych, zarazem intensywnie porowatych bloczków. Porowatość ta powstała wskutek wylugowania drobnych skupień minerałów węglanowych występujących w zsylikowanym tle skalnym. Przypominają one często swoim kształtem porfirowate kryształy. Pokazywana dotychczas na szczegółowych mapach geologicznych dajka porfirów kwarcowych, przecinająca wzniesienie +583,0 m n.p.m. (W. Grocholski 1956), nie została w trakcie prac terenowych potwierdzona. Przypuszczalnie oznaczono w ten sposób wychodnię zsylikowanych piaskowców gabronośnych, która zawiera rozmieszczone tu i ówdzie żyłowe ciała skalne. Rumosze zboczowe tych skał, zwłaszcza nieco zwietrzały, może być rzeczywiście pomylony (przy braku badań mikroskopowych) ze zwietrzałym rumoszem porfirów, a szczególnie z odmianami o ciemniejszej barwie. Stopień sylikacji piaskowców gabronośnych otaczających żyłowe ciała skalne jest zróżnicowany. Najintensywniej zsylikowane są te ławice piaskowców gabronośnych, które są najbardziej drobnoziarniste, natomiast piaskowce gabronośne bardziej gruboziarniste są w znacznej części także skarbonatyzowane. Drobne, żyłowe ciała skalne rozgałęziają się wśród ławic piaskowców gabronośnych w bardzo skomplikowany sposób.

Warstwa 3 – grubo uławiczone, skarbonatyzowane zlepience gabrowe i gabrowo-gnejsowe. Podrzednie występują tutaj również ławice gruboziarnistych piaskowców gabrowych i gabrowo-gnejsowych. Otoczaki gabrowe wchodzące w skład omawianych zlepieńców mieszczą się przeważnie w przedziale przewidzianym dla zlepieńca gruboziarnistego (od -7 do -8ϕ wg skali Krumbeina 1934). Minerale węglanowe tworzą tutaj pseudomorfozy po składnikach szkieletu ziarnowego, matrix oraz występują w roli cementu.

Utwory warstw 2 i 3 tworzą bardzo wyraźną krawędź morfologiczną w profilu stoku wzniesienia +583,0 m n.p.m. Poniżej warstwy 3 występują ponownie piaskowce i zlepience gnejsowe, które nie zawierają już detrytycznego materiału gabrowego. Piaskowce i zlepience gabronośne z Wali-

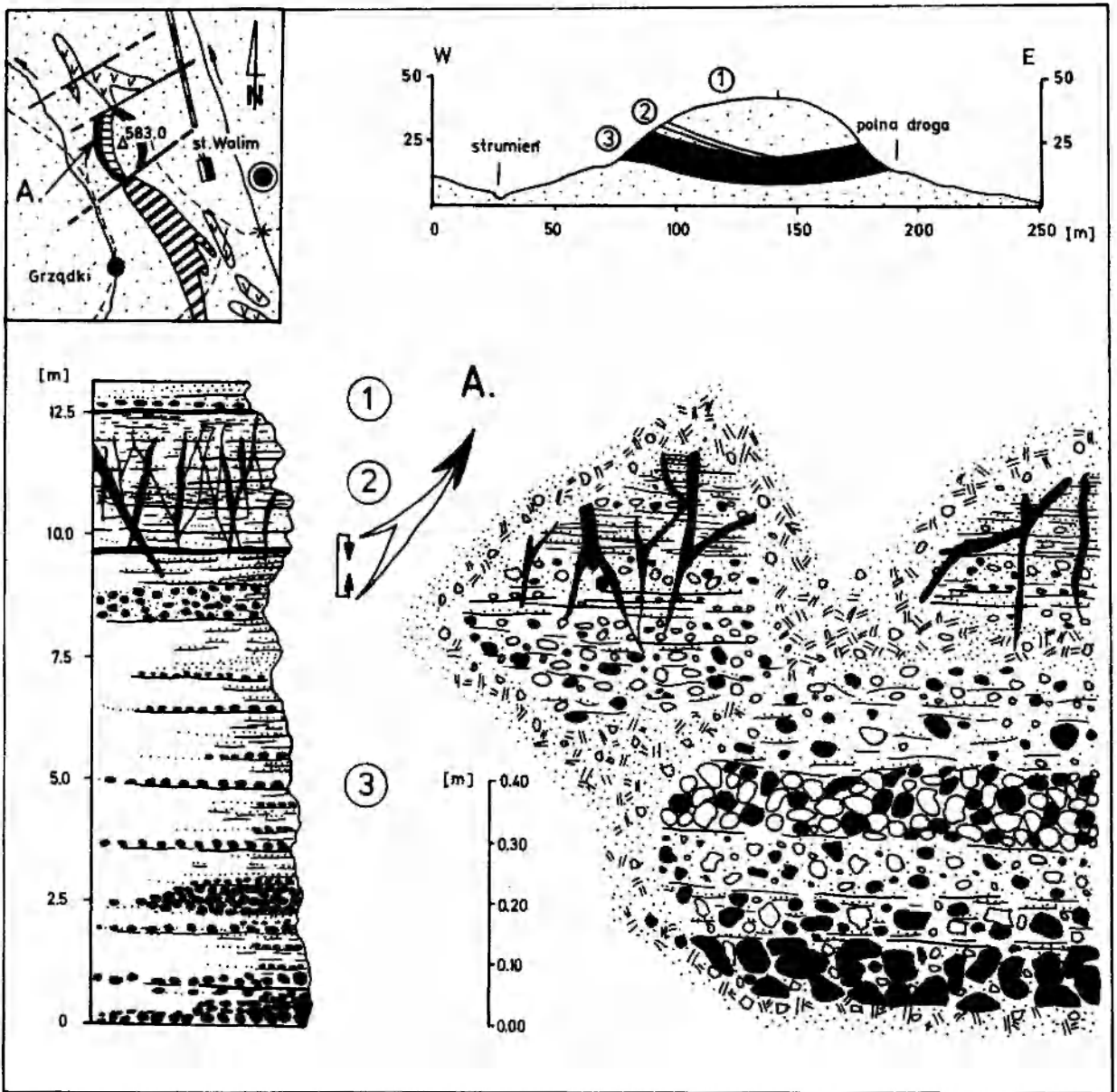


Fig. 18. Szkic odsłonięcia zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców i zlepieńców gabrobojących kulmu sowiogórskiego z Walimia. 1 – zlepieńce i piaskowce gnejsowe; 2 – zsylikowane i w części także skarbonatyzowane piaskowce gabrobojące; 3 – skarbonatyzowane zlepieńce gabrobojące

Sketch of the outcrop of silicitized and carbonated gabbro-bearing sandstones and conglomerates of the Sowie Mts. kulum from Walim. 1 – gneissic conglomerates and sandstones; 2 – silicitized and partly carbonated gabbro-bearing sandstones; 3 – carbonated gabbro-bearing conglomerates

mia stanowią zatem kilkunastometrową wkładkę wśród piaskowców i zlepieńców gnejsowych.

Obecnie obserwowane cechy petrograficzne zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców i zlepieńców gabrobojących uwarunkowane są w znacznym stopniu cechami, które skały te wykazywały przed sylifikacją i karbonatyzacją. W zsylikowanych skałach gabrobojących wyróżnić można równokrystaliczne, drobnokrystaliczne tła skalne, złożone z zazębiających się mozaikowo kryształów kwarcu (o rozmiarach poniżej 0,02

mm) i różnokształtne skupienia mineralne oraz fragmenty skalne, które występują tutaj w roli szkieletu ziarnowego. Udział drobnokrystalicznego tła skalnego jest bardzo zróżnicowany w poszczególnych ławicach i zmienia się w szerokich granicach od kilku do kilkudziesięciu procent objętości skały. Rolę luźnego szkieletu ziarnowego pełnią pseudomorfozy węglanowe po minerałach maficznych i okruchach gabrowych, fragmenty gnejsów sowiogórskich, agregaty dużych kryształów kwarcu wygaszającego faliście światło,

polikrystaliczne ziarenka kwarcu, różnej wielkości blaszki biotyту, fengitu oraz drobnoblaszkowe skupienia chlorytów (pennin, klinochlor), pokruszone ziarna turmalinów, detrytyczne ziarenka minerałów nieprzezroczystych, ziarenka cyrkonu i granatów (plansza II, 3).

Grubokrystaliczne pseudomorfozy węglanowe po minerałach maficznych i okruchach gabrowych, które stanowią główny składnik szkieletu ziarnowego omawianych skał, złożone są z dolo-

mitu i towarzyszącego mu często magnezytu (fig. 19, 20; plansza XIII, 1, 2; plansza XV, 1-4, plansza XVI, 1-3). Pierwotny charakter mineralogiczny wielu pseudomorfoz węglanowych możliwy jest jeszcze do odszyfrowania z uwagi na zachowane tu i ówdzie pooliwinowe struktury siatkowe, podiagonalną łupliwość podkreśloną subtelnym pigmentem tlenków żelaza i relikty zbliżniaczonych polisyntetycznie plagioklazów.

Znacznie łatwiejsze do wyróżnienia są okru-

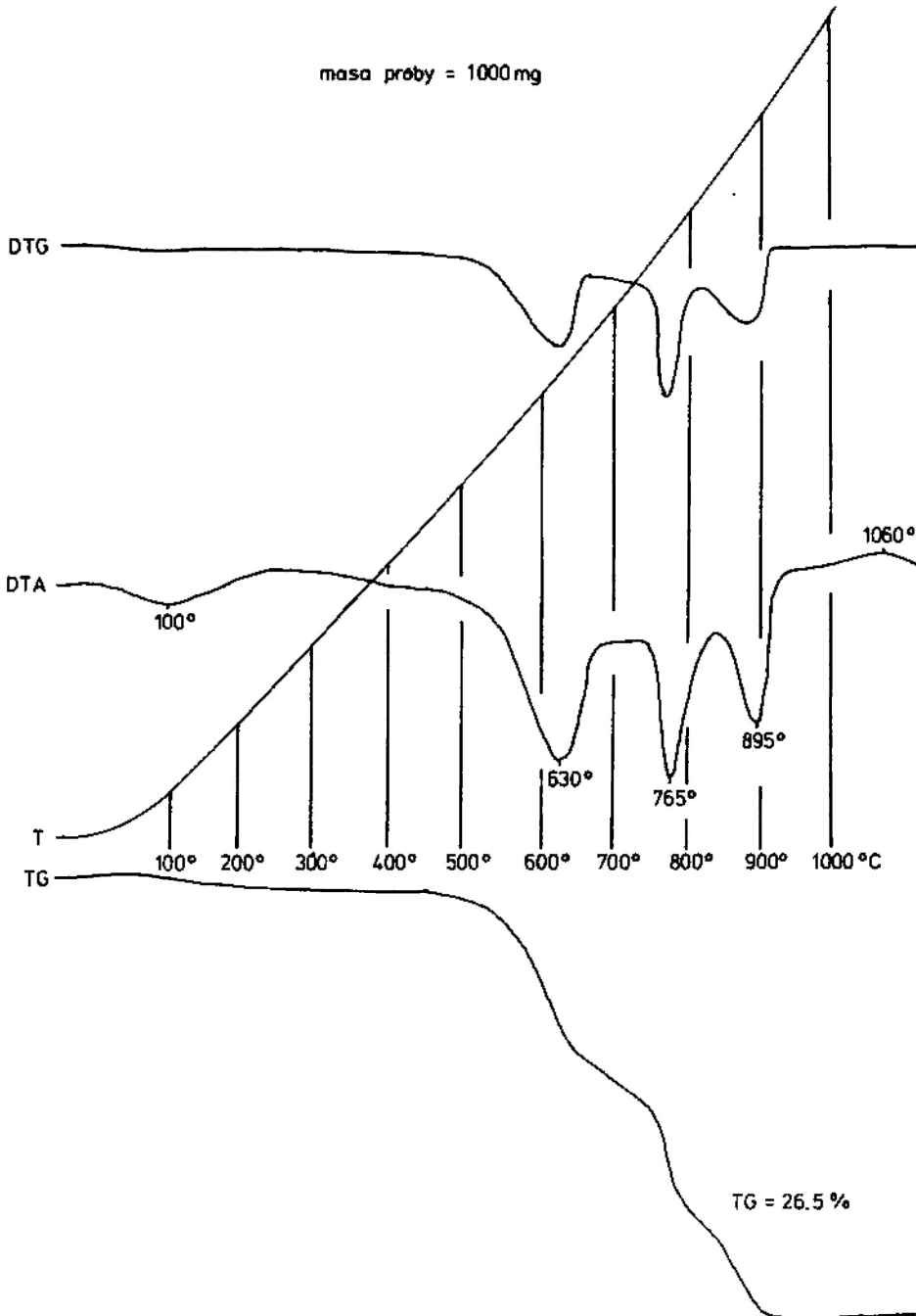


Fig. 19. Derywatogram pseudomorfozy węglanowej po minerałach maficznych w skarbonatyzowanym otoczaku gabrowym, Walim. Występuje: dolomit 765°, 895°, magnezyt 630°C
Thermal curves of carbonate pseudomorphs after mafic minerals in the pebble of carbonatized gabbro. Walim. Identified phases: dolomite 765°, 895°, magnesite 630°C

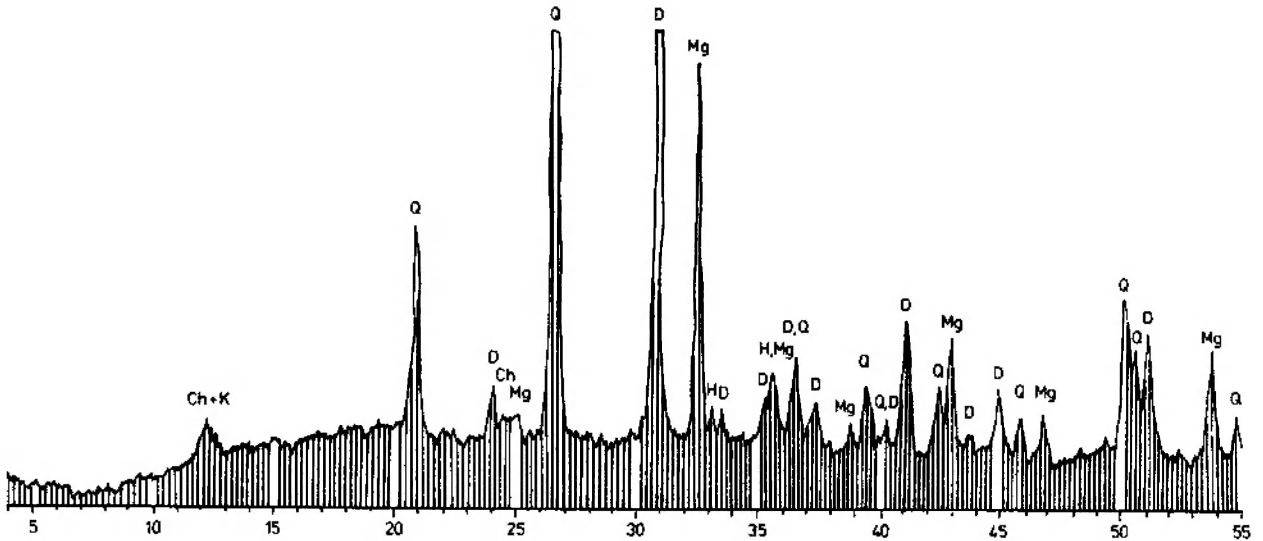


Fig. 20. Dyfraktogram pseudomorfozy węglanowej po minerałach maficznych w skarbonatyzowanym otoczeniu gabbrowym, Walim. Q – kwarc; D – dolomit; Mg – magnezyt; H – hematyt, getyt; Ch – chloryty; K – kaolinit
 X-ray diffraction powder pattern of carbonate pseudomorphose after mafic minerals in the pebbles of carbonatized gabbro. Walim. Q – quartz; D – dolomite; Mg – magnetite; H – hematite, goethite; Ch – chlorites; K – kaolinite

chy gnejsów występujących w roli jednego ze składników ziarnowych omawianych skał. Uległy one również w znacznym stopniu karbonatyzacji, lecz jest to zwykle karbonatyzacja selektywna. W pierwszej kolejności karbonatyzacji uległy skalenie, podczas gdy biotyt został w przeważającej części schlorytyzowany (pobiotytowy pennin, plansza XII, 1–4). Najbardziej odporny okazał się kwarc. Właśnie obecność reliktowych lamin kwarcowo-łyszczkowych i niektórych minerałów charakterystycznych (syllimanit, cyrkon, turmalin) w pseudomorfozach węglanowych umożliwiła poprawną identyfikację tych okruchów. Ich sówiogórskie pochodzenie nie może budzić wątpliwości. Pośród występujących samodzielnie w drobnokrystalicznym tle kwarcowym minerałów blaszkowych szczególnie wyróżniają się duże pakiety biotytu (silny pleochroizm: α – miodowy, $\beta \cong \gamma$ – brunatnozielonawy). Biotyt ten jest często w znacznym stopniu schlorytyzowany (pennin). Obok penninu, stanowiącego pseudomorfozy pobiotytowe, spotykano także pseudomorfozy chlorytowe (klinochlor i nieco penninu) po minerałach maficznych gabr. Pojedyncze, bardzo drobne łuszczyki i blaszki chlorytów występują także w drobnokrystalicznym tle kwarcowym, przetykając je niekiedy bardzo intensywnie.

Wyróżniające się dużą twardością, kilku lub kilkunastocentymetrowej miąższości, żyłowe ciała skalne przecinające zsylikowane i skarbonatyzowane piaskowce gabronośne, złożone są z równomiernie wykryszalowanego, drobnokrystalicznego i mozaikowo zazębiającego się kwarcu (krysz-

tały o rozmiarach poniżej 0,01 mm), który tu i ówdzie przetykany jest drobnoblaszkowymi chlorytami i nieco większymi skupieniami minerałów węglanowych (dolomit, fig. 21). Podstawowe tło skalne złożone z równo- i drobnokrystalicznego kwarcu ma niemal identyczny wygląd mikroskopowy w omawianych żyłowych ciałach skalnych jak w silniej zsylikowanych ławicach piaskowców gabronośnych. Cechą wyodrębniającą żyłowe ciała skalne jest tekstura fluidalna, podkreślona sposobem ułożenia drobnych blaszek chlorytów, opływających większe pseudomorfozy węglanowe, smużystym wyciągnięciem grudek minerałów nieprzezroczystych. Dla tych skał charakterystyczny jest również nieznaczny udział pseudomorfoz węglanowych (do 8% obj. skały). Stałym składnikiem tych żył są kwarcy pirogeniczne (plansza II, 4). Niektóre z pirokwarców mogą mieć nawet idealnie heksagonalny pokrój.

Skarbonatyzowane piaskowce i zlepienie gabronośne (warstwa 3) są w obrazie mikroskopowym grubokrystaliczną skalą węglanową (dolomit, ankeryt, magnezyt), w której zachowały się jeszcze struktury i tekstury umożliwiające odszyfrowanie pierwotnego, okruchowego jej charakteru. Makroskopowo, na podstawie różnicowania barw (od białej do wiśniowoczerwonej i wiśniwozielonkawej), można doskonale śledzić miejsca zajęte uprzednio przez skarbonatyzowane już obecnie otoczki gabrowe. Jest to tym łatwiejsze, że scementowane są one grubokrystalicznymi węglanami (dolomit), które nie zawierają większej liczby wrostków i wyróżniają się bardzo dobrą

przejrzystością i makroskopowo widoczną białą barwą. Węgłany, występujące w miejscach zajętych uprzednio przez otoczaki gabrowe, przetykane są obficie hematytem. Widoczne są tutaj często reliktove struktury siatkowe, podkreślone przez żyłki i skupienia hematytu. Kryterium umożliwiającym identyfikację pseudomorfoz po piroksenowych jest zachowana niekiedy, dzięki skupieniom rdzawych tlenków żelaza, łupliwość diallagowa.

Stwierdzone zróżnicowanie petrograficzne poszczególnych odmian zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców i zlepieńców gabronośnych znajduje potwierdzenie w analizach chemicznych (tabela 11). Na kształtowanie się składu chemicznego skał gabrowych w procesie ich przekształceń olbrzymi wpływ wywiera CO_2 i H_2O (Wiewióra 1967). Wpływ ten wyraża się znacznym udziałem procentowym tych związków w składzie chemicznym skarbonatyzowanych skał gabrowych, jak też w zmianie koncentracji innych składników chemicznych tych skał (poprzez rozcieńczanie). Silnie rozwinięta karbonatyzacja piaskowców i zlepieńców gabronośnych (szczególnie w warstwie 3) dowodzi aktywnej roli kwasu węglowego. Rozcieńczające działanie CO_2 niezupełnie tłumaczy jednak ogromny przecież ubytek krzemionki w skałach warstwy 3 i względnie duży jej przyrost w skałach warstwy 2 (tabela 11, próby 1 do 3), gdzie krzemionka występuje w roli bardzo drobnokrystalicznego tła skalnego. Wskazuje to na konieczność założenia migracji SiO_2 w kierunku warstwy 2. Przyczynę inicjacji tych pro-

cesów (sylikacji i karbonatyzacji) należy upatrywać w działalności magmowej (w bezpośrednim sąsiedztwie występuje ryolit i kersantyt). Wskazuje na to między innymi obecność ciał żyłowych (cienkich), które zawierają pirokwarc (tabela 11, próba 4). Żyły te powstały w wyniku wykorzystania drobnych szczelin i pęknięć w osadowej osłonie ryolitu. W części stanowią one wypełnienia szczelin bardzo kwaśną magmą, w części są rezultatem działania sylikujących roztworów hydrotermalnych, towarzyszących działalności magmowej. Ogólne podgrzanie osłony osadowej ciała ryolitowego spowodowało intensyfikację procesu karbonatyzacji i sylikacji w występujących tam skałach gabronośnych, które są bardzo podatne na tego rodzaju procesy. Sprzyjała temu obfitość CO_2 , który w podstawowej części dostarczony został do karbonatyzowanych skał gabronośnych w wyniku działalności magmowej, której produkty występują w bezpośrednim sąsiedztwie (ryolit, kersantyt).

LUPKI ILASTE

Łupki ilaste nie tworzą ławic o większej miąższości. Przeważnie występują w postaci kilku- lub kilkunastocentymetrowej miąższości zestawów, dobrze wewnątrz warstwowanych, wśród ławic mułowców i subszarogłazów.

Granice między mułowcami i łupkami ilastymi mają przeważnie charakter gradacyjny (stopniowe zmniejszanie się udziału detrytusiu ziarnistego kwarcu i skaleni na rzecz wzrostu zawar-

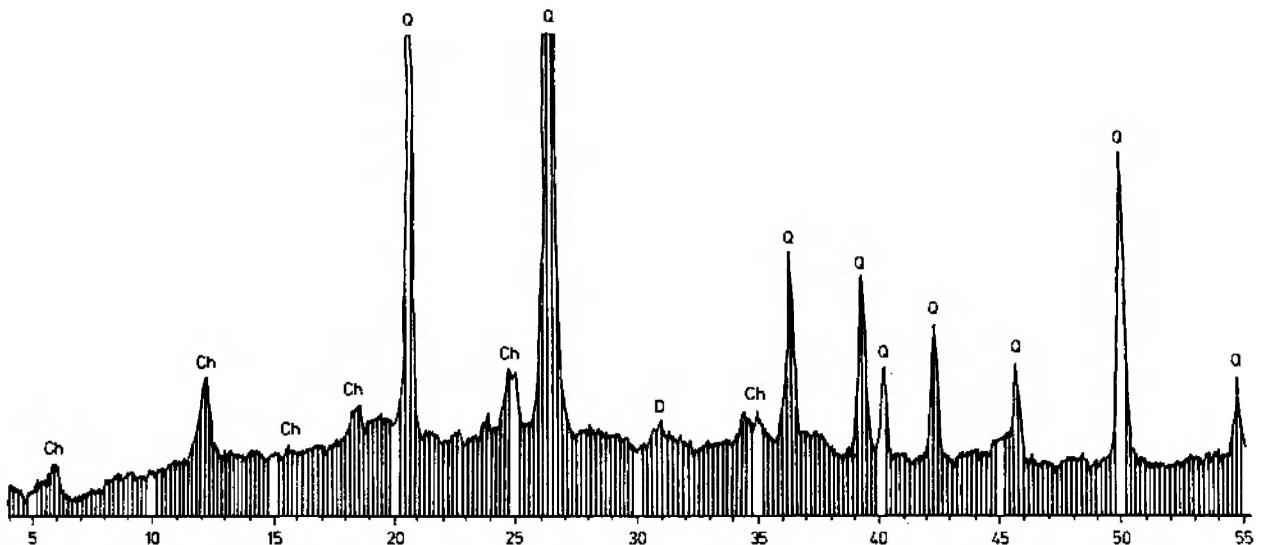


Fig. 21. Dyfraktogram silnie zsylikowanej skały żyłowej występującej niezgodnie wśród zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców gabronośnych, Walim. Q – kwarc; Ch – chloryty; D – dolomit

X-ray diffraction powder pattern of heavily silicitized vein rock occurring discordantly within silicitized and carbonatized gabbro-bearing sandstones, Walim. Q – quartz; Ch – chlorites; D – dolomite

tości minerałów ilastych) lub charakter gradacyjno-laminowany (polegający na zastępowaniu coraz bardziej cienkich lamin mułowcowych przez

Tabela 11. Analizy chemiczne zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców gabronośnych kulmu sowiogórskiego z Walimia (w % wag.)

Chemical analyses of silicated and carbonatized gabbro-bearing sandstones from Walim (Sowie Mts. kulum, wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4
SiO ₂	29,08	66,95	62,76	81,42
TiO ₂	0,16	0,33	0,35	0,09
Al ₂ O ₃	3,55	6,59	7,52	5,36
Fe ₂ O ₃	3,73	4,36	4,03	4,12
FeO	2,66	2,92	2,70	2,86
MnO	0,22	0,14	0,13	0,01
MgO	15,66	7,88	7,44	3,15
CaO	16,37	3,29	4,77	1,00
Na ₂ O	0,23	0,21	0,14	0,04
K ₂ O	0,30	0,35	1,00	0,07
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,04	0,02
H ₂ O+	2,46	3,90	4,42	0,41
H ₂ O-	n.o.	0,50	0,37	0,11
CO ₂	24,86	3,04	4,91	1,26
SO ₃	0,02	n.o.	n.o.	n.o.
BaO	n.o.	0,10	0,05	0,08
CuO	n.o.	0,01	0,01	śl.
S	n.o.	0,01	śl.	śl.
Suma Total	99,32	100,60	100,64	100,00
Strata po prażeniu Weight loss after calcination	28,17			
Fe ₂ O ₃ całkowite Total as Fe ₂ O ₃	6,67			
Suma ze stratą po prażeniu Total after calcination	100,45			

* 1 – silnie skarbonatyzowany gruboziarnisty piaskowiec gabrowy (z warstwy 3 odsłonięcia zlokalizowanego jak na fig. 18); 2 – zsylikowany i skarbonatyzowany drobnoziarnisty piaskowiec gabrowo-gnejsowy (z warstwy 2 odsłonięcia zlokalizowanego jak na fig. 18); 3 – zsylikowany i skarbonatyzowany średnioziarnisty piaskowiec gabrowo-gnejsowy (z warstwy 2 odsłonięcia zlokalizowanego jak na fig. 18); 4 – silnie zsylikowana skała żyłowa (pochodzenia magmowego?), próba pochodzi z żyły przecinającej zsylikowane i skarbonatyzowane piaskowce gabronośne warstwy 2 (z odsłonięcia zlokalizowanego jak na fig. 18).

1 – strongly carbonatized coarse-grained gabbro-sandstone (from the layer 3 of the outcrop located as shown in Fig. 18); 2 – silicated and carbonatized fine-grained gabbro-gneissic sandstone (from the layer 2 of the outcrop located as shown in Fig. 18); 3 – silicated and carbonatized medium-grained gabbro-gneissic sandstone (from the layer 2 of the outcrop located as shown in Fig. 18); 4 – strongly silicated rock (of magmatic origin?), sample was collected from the vein cutting silicated and carbonatized gabbro-bearing sandstones of the layer 2 (outcrop located as shown in Fig. 18).

występujące naprzemianlegle coraz to bardziej miększe laminy ilaste). Granice stropowe łupków ilastych (tj. przejścia między łupkami ilastymi i mułowcami lub między łupkami ilastymi i subszarogłazami) są przeważnie ostre, niekiedy w widocznym stopniu erozyjne.

Omawiane skały charakteryzują się doskonałą podzielnością według powierzchni stratyfikacji. W zależności od cech teksturalnych wyróżniają się podzielnością liściastą lub też dzielą się na niezbyt duże i cienkie płytki oraz tabliczki. Nie bez znaczenia dla dobrej podzielności pozostaje obecność smużystych nagromadzeń zwęglonej substancji roślinnej oraz warstewek złożonych ze stosunkowo dużych blaszek minerałów ilastych.

Ławice łupków ilastych mają barwę szarozielonkawą, szarooliwkową lub szarozółtawą i szarordzawą. Ta ostatnia wynika z występowania wzdłuż powierzchni stratyfikacji rdzawobrunatnych impregnacji tlenkami żelaza, które wnikają również do wnętrza poszczególnych ławic.

Głównymi składnikami łupków ilastych są: drobnoblaszkowe i łusczkowe chloryty, biotyt, kaolinit, kwarc, skalenie, minerały nieprzezroczyste i zwęglona substancja pochodzenia roślinnego, wreszcie syderyt (fig. 22, 23). Celem dokonania dokładniejszych ustaleń udziału poszczególnych składników w budowie łupków ilastych okazało się konieczne pogrupowanie ich w sposób następujący: składniki ziarniste przezroczyste (kwarc, skalenie, nieliczne minerały ciężkie), składniki ziarniste nieprzezroczyste (minerały nieprzezroczyste), minerały ilaste (chloryty, biotyt, kaolinit), strzępki zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego, mikrokonkrecje syderytowe (tabela 12). W rezultacie ustalono stosunki panujące w skale między składnikami ziarnistymi i składnikami drobnoblaszkowymi, co jest o tyle istotne, że wiele ławic łupków ilastych zawiera pokaźne ilości detrytusów kwarcowo-skaleninowego, którego zawartość nie jest obojętna dla poprawnego i ścisłego rozróżnienia skał ilastych i drobnookruchowych (Füchtbauer, Muller 1970). Można stwierdzić, że mamy tutaj do czynienia (tj. w utworach kulmu sowiogórskiego) ze wszystkimi ogniwami pośrednimi występującymi między stosunkowo „czystymi” skałami ilastymi (tj. takimi, które zawierają zaledwie kilkuprocentową domieszkę pyłu kwarcowo-skaleninowego) i mułowcami (tj. skałami, w których przewagę uzyskują ziarniste składniki detrytyczne o wielkości poniżej 4ϕ wg skali Krumbeina 1934, nie będące jednakże minerałami ilastymi). W rezultacie najbardziej zasobne w pył kwarcowo-skaleninowy ławice łupków ilastych na-

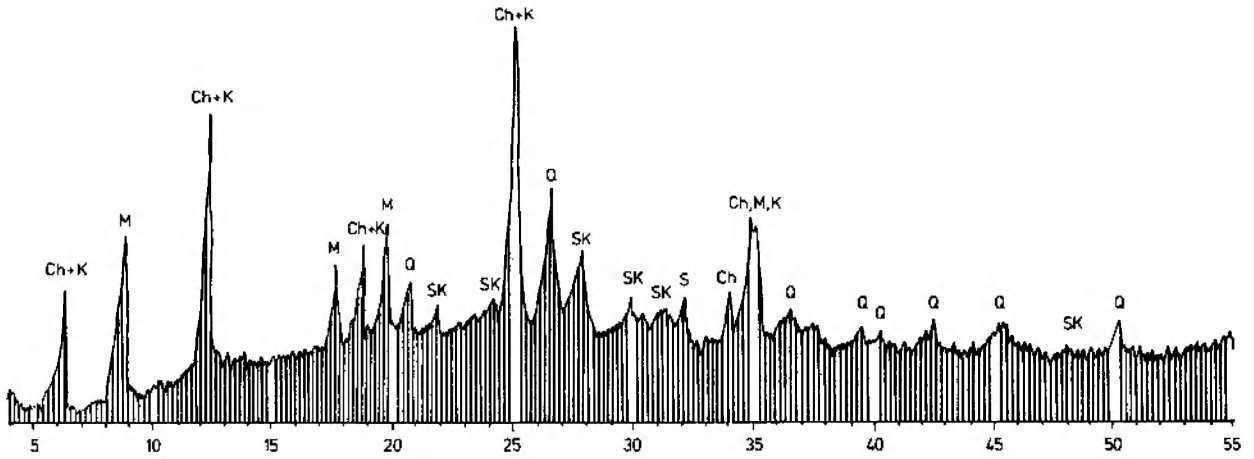


Fig. 22. Dyfraktogram łupku ilastego. Kamionki. Ch – chloryty; K – kaolinit; M – biotyt; Q – kwarc; SK – skalenie; S – syderyt

X-ray diffraction powder pattern of shale from Kamionki. Ch – chlorites; K – kaolinite; M – biotite; Q – quartz; SK – feldspars; S – siderite

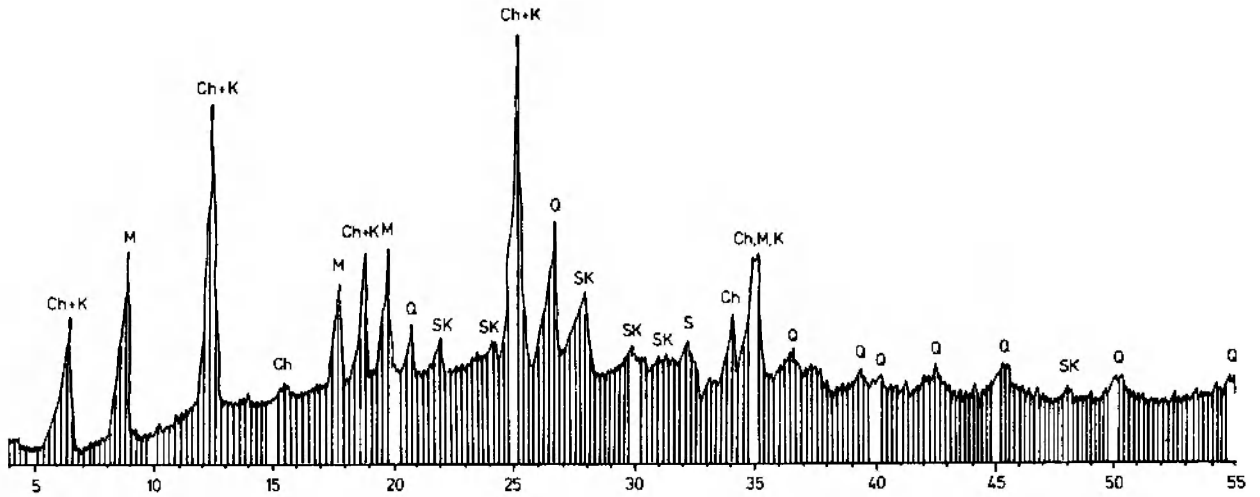


Fig. 23. Dyfraktogram łupku ilastego, Sokolec. Objasnienia na figurze 22
X-ray diffraction powder pattern of shale from Sokolec. Explanations in Figure 22

Tabela 12. Charakterystyka teksturalna łupków ilastych kulmu sowiogórskiego (analizy mikrometryczne, w % obj.)
Summary of textural characteristics of slates from the Sowie Mts. kulm (vol. %, modal analyses)

	Kamionki		Glinno		Sokolec		Jugów	
	Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range
Składniki ziarniste przezroczyste (kwarc, skalenie, nieco minerałów ciężkich) Transparent grains (quartz, feldspars, a few heavy minerals)	16,9	4–43	12,7	5–40	7,5	6–38	11,9	6–42
Składniki ziarniste nieprzezroczyste (minerały nieprzezroczyste) Opaque grains (opaque minerals)	1,7	0–2	1,8	0–1	2,4	1–3	0,4	0–2
Minerały ilaste (chloryty, biotyt, kaolinit) Clay minerals (chlorites, biotite, kaolinite)	71,3	54–87	74,1	56–85	75,0	62–89	74,7	58–82
Zwęglona substancja roślinna Carbonificated plants	9,5	0–28	9,4	0–30	12,9	0–32	12,5	0–27
Mikrokonkreje syderytowe Siderite microconcretions	0,6	0–6	2,0	0–8	2,2	0–5	0,5	0–4

leży traktować tutaj jako ogniwo łączące je z współwystępującymi mułowcami.

Omawiane łupki ilaste z uwagi na ich skład mineralny (por. dyfraktogramy, fig. 22, 23) można zaliczyć do typu mieszanego, czyli zawierającego kilka rodzajów minerałów ilastych występujących w podobnych ilościach (chloryty, biotyt i kaolinit). Jedną z cech szczególnych omawianych skał jest stosunkowo duży udział chlorytów. Podstawowa część minerałów ilastych występuje w postaci drobnołuseczkowej (plansza XIX, 4). W tym spotykane są także nieco większe blaszki chlorytów (penninu, klinochloru) i częściowo schlorytyzowanego biotyty (najczęściej zastępowanego penninem). Pewne zdumienie wzbudza brak

illitu (na podstawie dyfraktogramów), zwłaszcza gdy występuje biotyt (fig. 22, 23). Najprawdopodobniej illit jest jednak obecny w skale, tylko jest maskowany na dyfraktogramach przez występujący w przeważającej ilości, częściowo zwiędziały biotyt. Do najbardziej spektakularnych sposobów występowania kaolinitu należą agregaty robaczkowe, spotykane najczęściej w tych ławicach, które wyróżniają się jednocześnie obfitością strzępek węglowych. Przeważnie jednak kaolinit występuje w postaci drobnych, nieregularnych agregatów o niskiej dwójłomności, ukrywających się wśród innych minerałów ilastych (co stwierdzono na podstawie barwienia preparatów odkrytych). Ułożenie minerałów blaszkowych i łuseczkowych

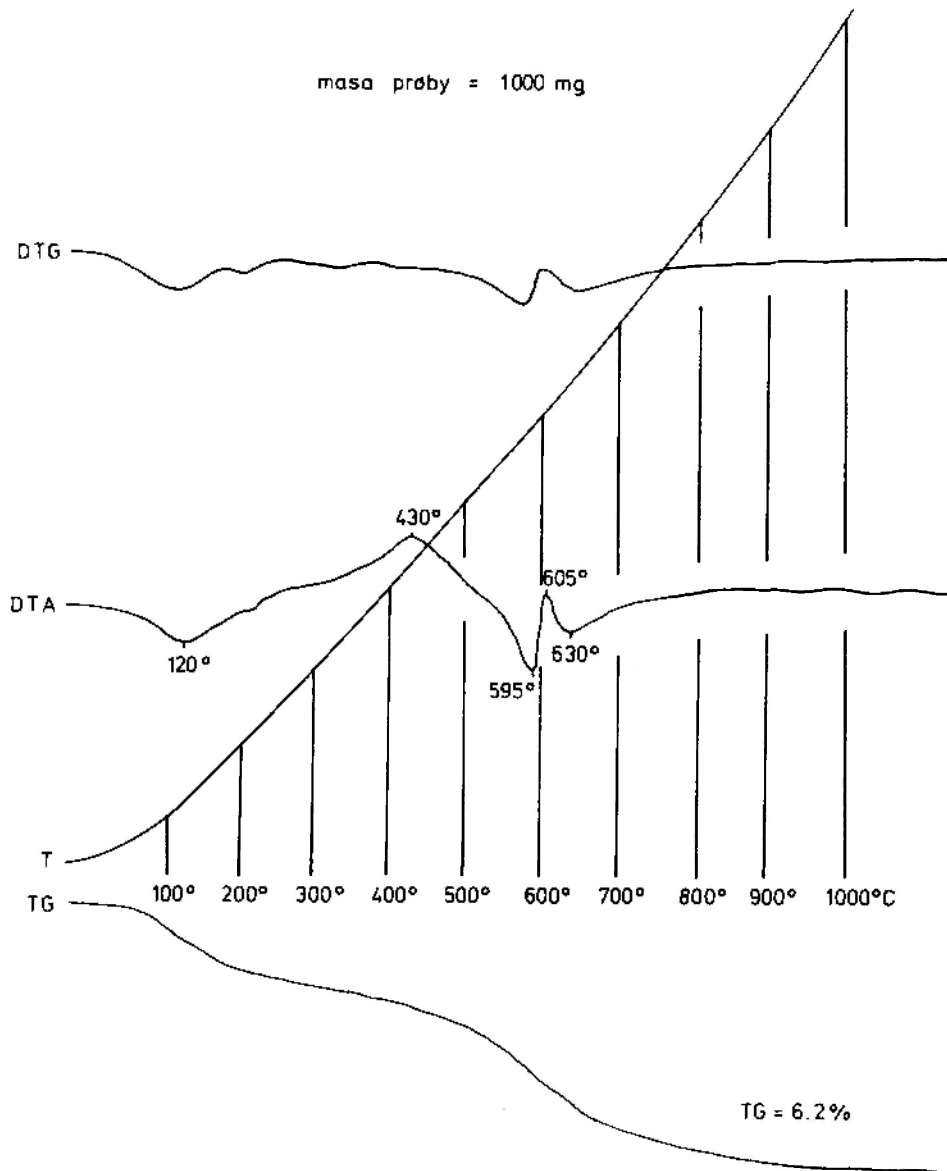


Fig. 24. Derywatogram łupku ilastego kulmu sowiogórskiego z Sokolca (z licznymi mikrokonkrecjami syderytowymi). Występuje: syderyt 595°, 605°, chloryty 630°, piryt 430°C

Thermal curves of shale with numerous siderite microconcretions, Sokolec, the Sowie Mts. kulm. Identified phases: siderite 595°, 605°, chlorites 630°, pyrite 430°C

oraz zmienna koncentracja elementów ziarnistych doskonale podkreślają teksturę kierunkową skały. Przeważnie zgodnie ze stratyfikacją koncentrują się również submikroskopowej wielkości grudki rdzawych tlenków żelaza, strzępki zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego oraz drobne ziarenka minerałów nieprzezroczystych. W takim tle doskonale wyróżnia się detrytus kwarcowo-skalenkowy, który charakteryzuje się niemal zupełnym brakiem obtoczenia. Jedynie w największych ziarenkach obserwuje się przejawy obtaczania. Kwarc, stanowiący główny składnik ziarnistych minerałów przezroczystych, odznacza się falistym wygaszaniem światła. Wśród skaleni dominują plagioklasy (oligoklaz $An_{1,2-2,5}$) zbliżone

przeważnie albitowo. Skaleń potasowy występuje podrzędnie (mikroklin). Większość ziarn skaleni w omawianych skałach znamionuje mniej lub bardziej zaawansowana kaolinityzacja lub przynajmniej wyraźne zmętnienie. W niektórych ławicach łupków ilastych ważnym ilościowo składnikiem są zwęglone strzępki pochodzenia roślinnego. Najbardziej bogate w ten składnik ławice łupków ilastych zbliżają się charakterystyką petrograficzną do łupków węglistych. Spotyka się już w nich niekiedy, niewielkiej miąższości, samodzielne laminy węgliste, z zachowaną tu i ówdzie strukturą tkankową i często występującymi sporamami. Zauważono, że udział detrytusów kwarcowo-skalenkowych w skale jest odwrotnie proporcjo-

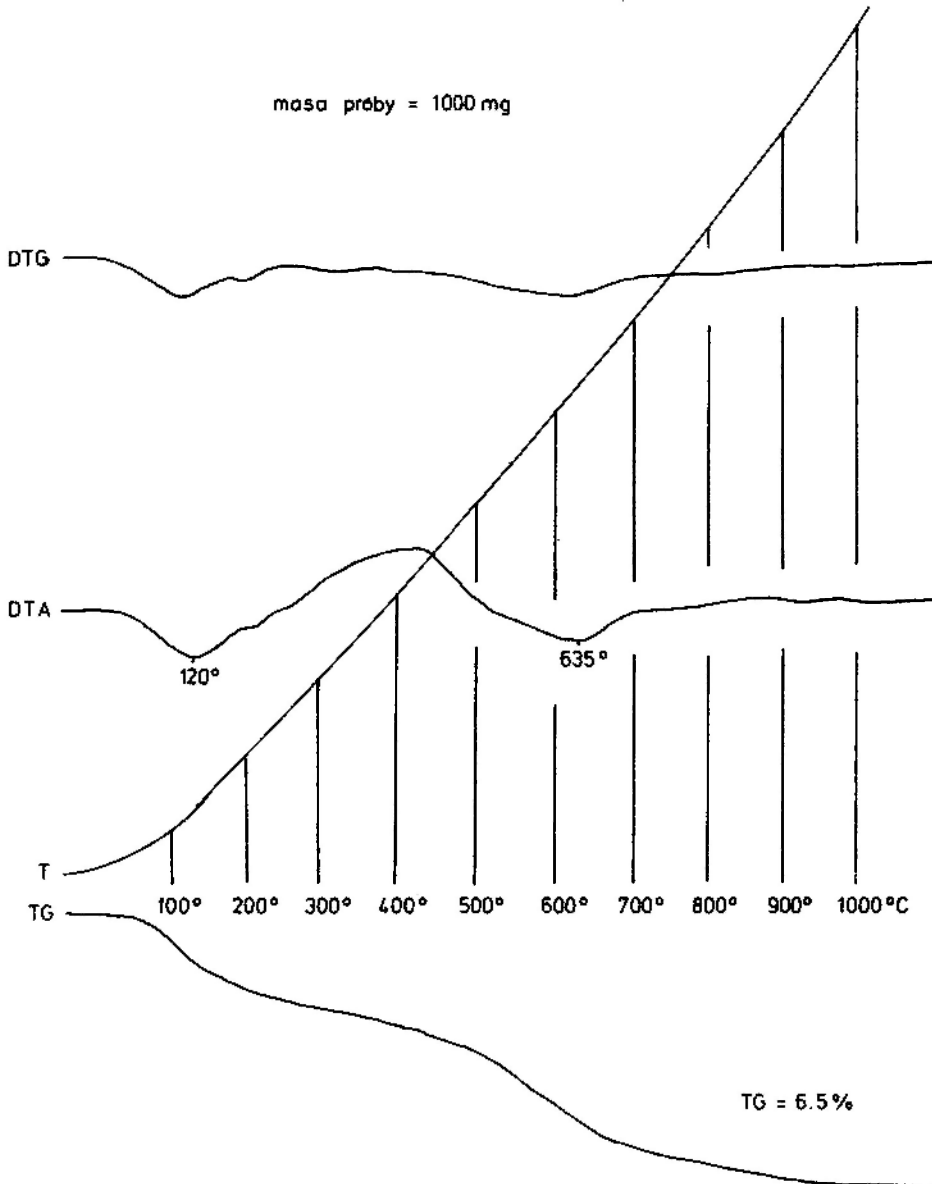


Fig. 25. Derywatogram łupku ilastego kulmu sowiogórskiego z Kamionek. Występuje: chloryty 635°, zwęglona substancja organiczna 300-450°C

Thermal curves of shale, Kamionki, the Sowie Mts. Identified phases: chlorites 635°, coalificated organic substance 300-450°C

nalny do ilości zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego.

Obecnie istniejąca zwięzłość omawianych skał, a jednocześnie dobra ich podzielność wzdłuż powierzchni stratyfikacji, wynika z rozwiniętych przemian diagenetycznych, polegających głównie na kompakcyjnym zagęszczeniu upakowania składników blaszkowych i ziarnistych i wiążącym się z tym jednokierunkowym uporządkowaniem ułożenia minerałów blaszkowych, ułatwionym pierwotnie już występującą, sedymentacyjną segregacją składników mineralnych. Za przejaw działania procesów diagenetycznych należy również uznać występowanie mikrokonkrecji syderytowych. Warto przy tym zauważyć, że mikrokonkrecje syderytowe występują jedynie w tych ławicach łupków ilastych, w których równocześnie występuje piryt (fig. 24, efekt egzotermiczny z maksimum 430°C). W ławicach nie zawierających syderytu brak jest jednocześnie pirytu (fig. 25). Dowodzi to wytwarzania się przynajmniej w niektórych ławicach łupków ilastych silnie redukcyjnego środowiska (duże pH, małe Eh, stosunek

Fe^{2+}/Fe^{3+} większy od jedności). Pośrednio wskazuje na to również wyraźna przewaga FeO nad Fe_2O_3 w analizowanych chemicznie próbach, w których mikroskopowo, termicznie (fig. 24) i dyfraktometrycznie (fig. 22, 23) stwierdzono występowanie syderytu (tabela 13). Syderyt tworzy w łupkach ilastych mikrokonkrecje (do 1,0 mm średnicy) o zauważalnej niekiedy budowie sferycznej. Ma wykształcenie mikrokrystaliczne i jest zanieczyszczony łuseczkami minerałów ilastych. Wokół wielu mikrokonkrecji na skutek wtórnego utlenienia występują charakterystyczne rdzawe aureole. Syderyt może występować w łupkach ilastych również w postaci mikrokrystalicznych, nieregularnych skupień układających się przeważnie zgodnie z teksturą skały.

Drobnołuseczkowe i drobnoblaszkowe minerały ilaste wskutek diagenetyzacji wytworzyły agregaty cementacyjne. Wspomniane agregaty zbudowane są z submikroskopowych, jednakowo zorientowanych blaszek, tworzących obszary, które oglądane w mikroskopie petrograficznym jednakowo ściemniają i rozjaśniają światło spolaryzowane. W obszarach tych minerały ilaste zorientowane są równolegle względem siebie swymi ścianami podstawowymi. O istnieniu zaawansowanych przemian diagenetycznych może świadczyć również znaczna wytrzymałość łupków ilastych na kruszenie (zwłaszcza w stanie powietrznosuchym) oraz ich powolne, zwykle tylko częściowe rozma-
kanie w H_2O .

Tabela 13. Analizy chemiczne łupków ilastych kulmu sówiogórskiego (w % wag.)

Chemical analyses of slates from the Sowie Mts. kulum (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3
SiO ₂	53,28	48,32	51,27
TiO ₂	1,04	0,73	1,02
Al ₂ O ₃	19,53	20,16	21,75
Fe ₂ O ₃	3,62	2,49	2,86
FeO	5,19	7,11	5,99
MnO	0,27	0,22	0,26
MgO	4,05	3,97	3,64
CaO	2,02	1,58	1,93
Na ₂ O	2,55	2,43	2,31
K ₂ O	1,93	1,13	1,74
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,09
H ₂ O +	4,64	5,54	3,06
CO ₂	1,73	6,42	4,71
SO ₃	0,02	0,03	0,02
Suma	100,01	100,23	100,63
Total			
Strata po prażeniu	4,91	8,36	4,97
Weight loss after calcination			
Fe ₂ O ₃ całkowite	9,39	10,21	9,43
Total iron as Fe ₂ O ₃			
Suma ze stratą po prażeniu	100,13	100,04	100,11
Total after calcination			

* Łupek ilasty z Glinna – 1; łupek ilasty z Kamionek – 2; łupek ilasty z Sokolca – 3.

Slate from Glinno – 1; slate from Kamionki – 2; slate from Sokolec – 3.

MUŁOWCE SZAROGŁAZOWE

Skały te współwystępują w odsłonięciach z łupkami i piaskowcami. Rzadko tworzą ławice o większej miąższości, przy czym najgrubsze z nich nie przekraczają przeważnie kilkudziesięciu centymetrów. Mają w spągu kontakty erozyjne z łupkami ilastymi, natomiast w stropie łączą się z nimi gradiacyjnie, tworząc szereg ogniwo pośrednich między „czystymi” mułowcami (tj. takimi, które zawierają nieznaczna ilość ilastej matrix) i „czystymi” łupkami ilastymi (tj. takimi, które zawierają bardzo niewiele pyłu kwarcowo-skaleniewego). W rezultacie najbardziej zasobne w minerały ilaste mułowce można tutaj traktować jako ogniwo łączące je z współwystępującymi łupkami ilastymi. Równocześnie, w miarę wzrostu zawartości minerałów ilastych, daje się zauważyć coraz lepsze wewnętrzne warstwowanie ławic i związaną z tym lepszą podzielność. Ławice mułowców wyróżniają się w stosunku do łupków ilastych również jaśniejszą barwą: jasnoszarzielonkawą

lub jasnoszarożółtawordzawą. Kontakty lawic mułowcowych z piaskowcami są w spągu gradacyjne lub gradacyjno-laminowane, natomiast w stropie są to przeważnie granice erozyjne.

Głównymi składnikami mułowców są: kwarc, skalenie, drobne okruchy skalne, chloryty, biotyt i niewielka liczba blaszek jasnych łyszczyków, kaolinit, minerały nieprzezroczyste, strzępki zwęglonej substancji roślinnej, wreszcie syderyt (fig. 26, 27). W skład szkieletu ziarnowego omawianych mułowców zaliczono: ziarna kwarcu i skaleni, okruchy skalne, ziarniste minerały nieprzezroczyste oraz tę część minerałów ilastych, których

blaszki były większe niż 0,03 mm (głównie były to blaszki biotytu, chlorytów i nieliczne blaszki jasnych łyszczyków). Pozostałą, najdrobniejszą frakcję detrytycznych minerałów ilastych wliczono w skład matrix. W rezultacie ustalono stosunki panujące pomiędzy składnikami szkieletu ziarnowego oraz między szkieletem ziarnowym i matrix (tabela 14). W celu bliższego określenia pozycji systematycznej omawianych skał posłużono się trójkątem klasyfikacyjnym Pettijohna *et al.* (1972). Okazało się, że omawiane mułowce plasują się w polach przewidzianych dla wak arkozoowych i litycznych (fig. 28). Zgodnie z propozycją

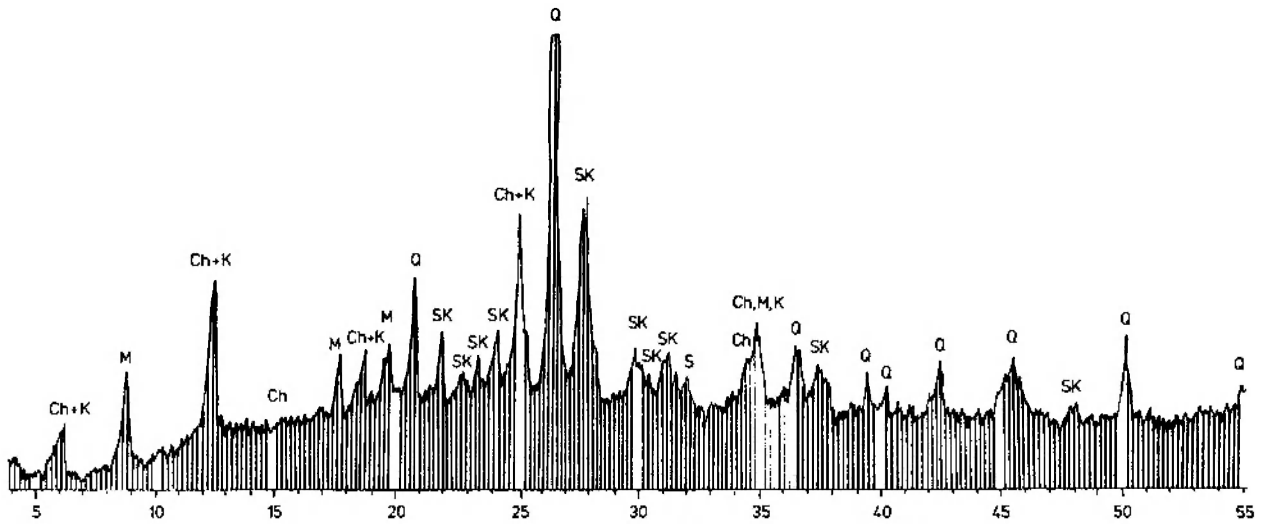


Fig. 26. Dyfraktogram mułowca szarogłazowego, Kamionki. Q — kwarc; SK — skalenie; Ch — chloryty; K — kaolinit; M — łyszczyki; S — syderyt

X-ray diffraction powder pattern of greywacke mudstone from Kamionki. Q — quartz; SK — feldspars; Ch — chlorites; K — kaolinite; M — micas; S — siderite

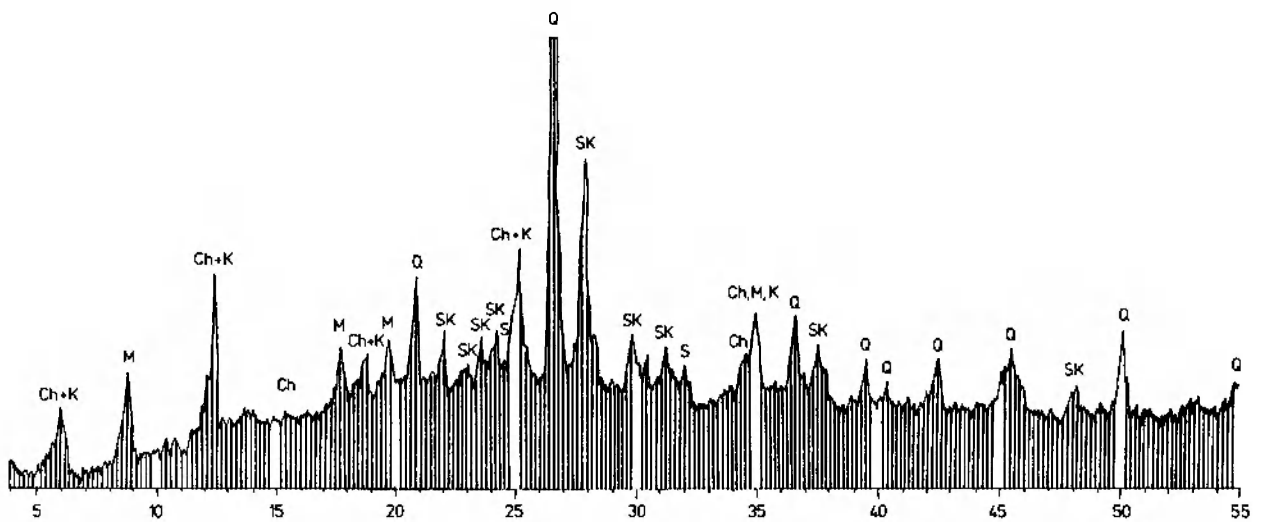


Fig. 27. Dyfraktogram mułowca szarogłazowego, Sokolec. Q — kwarc; SK — skalenie; Ch — chloryty; K — kaolinit; M — łyszczyki; S — syderyt

X-ray diffraction powder pattern of greywacke mudstone from Sokolec. Q — quartz; SK — feldspars; Ch — chlorites; K — kaolinite; M — micas; S — siderite

Tabela 14. Charakterystyka teksturalna mulowców kulmu sowiogórskiego (w % obj., analizy mikrometryczne)
Summary of textural characteristics of mudstones from the Sowie Mts. kulum (vol. %, modal analyses)

			Kamionki		Glinno		Sokolec		Jugów	
			Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range	Średnio Average	Zakres Range
Szkielet ziarnowy Framework	Q	Kwarc + kwarcyty Quartz + quartzites	18,2	17,1–36,8	19,6	18,2–23,1	21,6	19,3–26,5	21,2	19,1–28,5
		Skaly krzemionkowe Siliceous rocks	0,1	0,0–0,3	0,1	0,0–0,2	0,1	0,0–0,3	0,2	0,0–0,4
	F	Skalenie Feldspars	21,7	19,2–30,8	20,3	16,0–27,3	21,8	21,3–23,5	19,6	18,7–29,1
	R	Minerały ilaste (biotyt, chloryty, jasne łyszczyki) Clay minerals (biotite, chlorites, light micas)	23,5	18,7–27,4	16,1	15,1–31,0	15,3	13,5–28,4	13,9	9,2–32,7
		Minerały nieprzezroczyste Opaque minerals	1,2	0,3–1,9	1,6	0,8–2,3	2,1	1,2–3,7	1,9	0,9–2,8
Others Inne	Strzępki węgliste Coal flakes	1,1	0,0–2,8	1,9	0,6–3,2	2,1	0,0–6,5	2,6	0,0–5,3	
Cement (syderyt, tlenki i wodorotlenki Fe) Cement (siderite, Fe oxides and hydroxides)			3,6	0,4–6,7	4,2	0,8–7,5	4,7	1,6–9,3	5,9	2,1–8,9
Matrix Matrix			30,6	25,4–39,1	36,2	32,6–42,5	32,3	17,2–46,8	34,7	22,9–43,9

Ruchina (1969) można je również określić jako mulowce szarogłazowe.

Składniki ziarniste w omawianych mulowcach są przeważnie źle obtoczone. Zgodnie z wzorcem Powersa (1953) można je określić jako półostrokrawędziste i półobtroczone. Kwarc wyróżnia się przeważnie falistym wygaszaniem światła. Przeważnie też zawiera różnorodny zespół wrostków; charakterystyczne są zwłaszcza robaczkowate, bladezielonkowe chloryty i syllimanit w postaci fibrolitu, niektóre ziarna zawierają również drobny, równomiernie rozproszony element minerałów nieprzezroczystych.

Skalenie reprezentowane są przez plagioklasy i nieliczne ziarna skalenia potasowego. Sondażowe porównanie zawartości plagioklazów i skalenia potasowego wykazało, że przewaga plagioklazów jest duża; stosunek ten wynosi często 100:1. Plagioklasy należą przeważnie do oligoklazu (An_{11-23}). Niekiedy stwierdzano również ziarna albitu (do An_6). Plagioklasy zbliżone są najczęściej albitowo. Skaleń potasowy występuje w postaci ziarn silnie zmętniałych, przyprószonych produktami wtórnych przeobrażeń z rzadko dostrzegalną kratką mikroklinową. Jako produkty wtórnych przeobrażeń występują w skaleniach: kaolinit i serycyt. Kaolinit jest produktem naj-

powszechniej spotykanym. W niektórych ławicach spotykano nawet pseudomorfozy kaolinitowe po skaleniach. Zupełnie świeże ziarna skalenia należą do wyjątków.

Okruchy skalne zbudowane są ze skał o bardzo dużej odporności na wietrzenie: z kwarcytów i skał krzemionkowych. Wyróżniają się one lepszym obtoczeniem. Są to elementy występujące w skale w stosunkowo niewielkiej ilości. Ich pełniejsza charakterystyka zostanie przedstawiona przy okazji omawiania składników szkieletu ziarnowego subszarogłazów. Ziarna minerałów nieprzezroczystych grupują się przeważnie wzdłuż powierzchni stratyfikacji, najchętniej w pobliżu spągu jednostek warstwowania. W ich skład wchodzi: magnetyt, ilmenit, yttrilmenit, leukoksen (plansza XVIII, 3, 4, plansza XVI, 4).

Strzępiaste blaszki silnie zwiertzałego biotytu (zbrunatniałego wskutek wydzielenia się rdzawych tlenków żelaza) stanowią najważniejszy składnik minerałów blaszkowych wchodzących w skład szkieletu ziarnowego omawianych mulowców. Niektóre z nich tworzą równoległe zrosty z blaszkami jasnego łyszczyku (fengitu), który nie wykazuje widocznych dla oka zmian wietrzeniowych, pomimo że sąsiadująca i zrosnięta z nim blaszka biotytu jest często bardzo intensywnie

B.

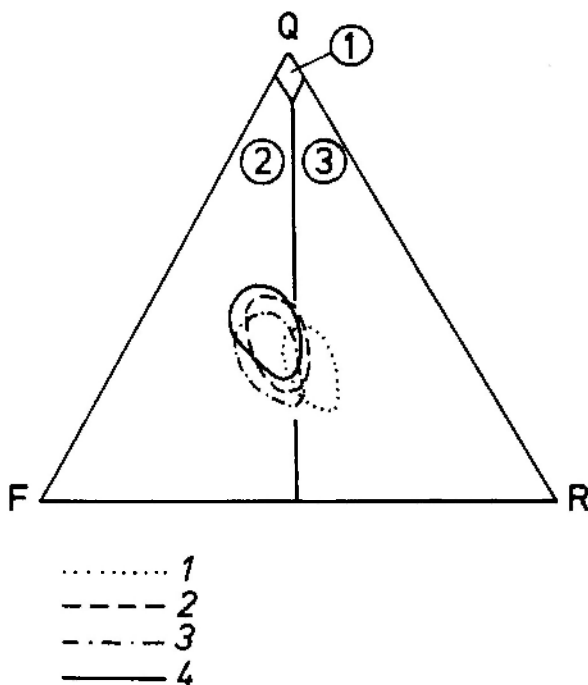


Fig. 28. Skład petrograficzny mułowców szarogłazowych kulmu sowiogórskiego (wg klasyfikacji Pettijohna *et al.*, 1972). Kulm sowiogórski: 1 – z Kamionek; 2 – z Glinna; 3 – z Sokolca; 4 – z Jugowa. Pozostałe objaśnienia na figurze 8

Petrographical composition of greywacke mudstones of the Sowie Mts. kulm (according to the classification of Pettijohn *et al.*, 1972). The Sowie Mts. kulm: 1 – from Kamionki; 2 – from Glinno; 3 – from Sokolec; 4 – from Jugów. Other explanations in Figure 8

zbrunatniała. Część blaszek biotytu jest również schlorytyzowana. Najczęściej zastępującym biotyt chlorytem jest pennin ($\Delta = 0,002$). Pennin stanowi również większą część samodzielnie występujących blaszek chlorytów. Obok penninu stwierdzano także występowanie klinochloru ($\Delta = 0,006$). Niektóre, zwłaszcza większe blaszki chlorytów wykazują też charakterystyczne pola pleochroiczne wokół submikroskopowej wielkości wrostków, odziedziczone zapewne po schlorytyzowanym biotycie.

Jednak główna masa drobnołuseczkowych minerałów ilastych wchodzi w skład matrix. Stanowią ją w głównej mierze chloryty, kaolinit, jasne łyszczyki i najdrobniejsze strzępki blaszek biotytu (por. fig. 26, 27), którym towarzyszą najdrobniejsze strzępki zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego. Drobnołuseczkowe skupienia minerałów ilastych wchodzących w skład matrix powszechnie impregnowane są rdzawym pigmentem i

drobnymi grudkami tlenków żelaza. Kaolinit występuje tutaj w postaci drobnych, nieregularnych skupień ukrywających się wśród innych minerałów ilastych. Nie spotyka się już jednak robaczkowatych agregatów kaolinitu, które często stwierdzano w łupkach ilastych towarzyszących omawianym mułowcom. Ułożenie większości minerałów blaszkowych doskonale podkreślone jest segregacyjną koncentracją minerałów ziarnistych. W porównaniu z łupkami ilastymi strzępki zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego są tutaj znacznie mniej częste, lecz za to mają przeważnie znacznie większe rozmiary, często są większe od składników szkieletu ziarnowego.

Obserwowaną wspólnie zwięzłość mułowców należy wiązać z przemianami diagenetycznymi, które polegały na powstaniu drobnych konkrecji syderytowych, rozwoju tu i ówdzie cementu żelazistego (tlenki i wodorotlenki) oraz na kompakcyjnym zagęszczaniu upakowania składników ziarnistych i blaszkowych, połączonym z uporządkowaniem ułożenia składników blaszkowych, ułatwionym pierwotnie występującą już, sedymentacyjną segregacją składników mineralnych.

Największe wśród stwierdzonych tutaj konkrecji nie przekroczyły 2 cm średnicy. Złożone są one z drobno- lub mikrokryształicznego syderytu, zlepiającego składniki ziarniste i blaszkowe (skład konkrecji ustalony mikrometrycznie: syderyt – 61,2%, ziarna kwarcu – 17,8%, ziarna skaleni – 18,1%, minerały blaszkowe – 2,9%). Konkrecje te mają charakter skorupowy. Ich jądro jest przeważnie niezwiertzałe i bardziej bogate w syderyt, podczas gdy kolejne skorupy przyrostu są coraz to silniej utlenione i uboższe jednocześnie w syderyt. Nie dostrzega się również ostrej i jednoznacznie dającej się wskazać powierzchni ograniczającej konkrecje, gdyż najczęściej jest to gradacyjnie zmniejszająca się zawartość syderytu, przy wzrastającym równocześnie stopniu jego utlenienia. Wydaje się, że przynajmniej pewna część występującego w mułowcach cementu żelazistego może być reliktem po utlenionych mikrokryształicznych skupieniach syderytu występującego uprzednio w niektórych przestrzeniach międzyziarnowych. Konkrecjom syderytowym towarzyszy przeważnie piryt, który wietrzejąc tworzy bardzo charakterystyczne aureole wiśniowo przeświecającego hematytu.

Przemiany kompakcyjne ograniczają się w omawianych mułowcach jedynie do plastycznego zdeformowania dużych minerałów blaszkowych przez twardsze składniki ziarniste w tych ławicach mułowców, które charakteryzują się bardziej

ubogą matrix, oraz do wytworzenia wśród minerałów wchodzących w skład matrix drobnych agregatów cementacyjnych złożonych z minerałów ilastych, charakterystycznych dla tych ławic mułowców, które mają obfitą matrix.

Omawiane mułowce wyróżniają się – w porównaniu z przeciętnym składem chemicznym mułowców (tabela 15) – dużą zawartością TiO_2 i tlenków żelaza. Wyraźna przewaga FeO nad Fe_2O_3 wynika z występowania w niektórych zanalizowanych próbach syderytu. Pewien niedostatek K_2O i niekiedy znaczny nadmiar Na_2O potwierdzają obserwowaną dominację plagioklazów wśród skaleni. Z obfitością minerałów blaszkowych (biotyt, chloryty) należy wiązać natomiast

nadwyżkę MgO. Występowanie większej ilości TiO_2 wiąże się z minerałami nieprzezroczystymi (plansza XVIII, 3, 4, plansza XVI, 4).

SUBSZAROGŁAZY

Skały te rzadko tworzą ławice o dużej miąższości. Przeważnie miąższość ich nie przekracza 0,5 m. Współwystępując w odsłonięciach z mułowcami szarogłazowymi, tworzą z nimi szereg ogniów pośrednich, różniących się zawartością matrix i zmniejszającą się wielkością składników ziarnistych szkieletu ziarnowego. Najbardziej drobnoziarniste piaskowce zasobne w matrix można traktować tutaj jako ogniwo łączące subszarogłazy z mułowcami szarogłazowymi. Równocześnie obserwowano ławice, które można traktować jako ogniwo łączące subszarogłazy z bardzo drobnoziarnistymi parazlepieńcami. W ławicach tych obecna jest kilku- lub kilkunastoprocentowa domieszka materiału grubookruchowego. Ławice takie charakteryzuje wówczas uziarnienie frakcyjne jednokrotne, stopniowane, o złym rozdzielaniu. Pozostałe ławice są przeważnie makroskopowo bezstrukturalne (nieomal homogeniczne). Wysortowanie większości ławic subszarogłazów można określić jako umiarkowane i dobre (fig. 29). Upakowanie ich jest przeważnie ciasne i wyraża się dużą liczbą styków przypadających na ziarno w płaszczyźnie preparatu mikroskopowego (od 4 do 7 styków).

Głównymi składnikami omawianych piaskowców są: okruchy skalne, ziarna kwarcu i skaleni, minerały blaszkowe oraz strzępki i fragmenty zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego, a także minerały ciężkie (tabela 16).

Zgodnie z propozycją Pettijohna *et al.* (1972), można omawiane skały określić jako arenity i waki lityczne (fig. 30), przy czym do waki litycznych należą przeważnie ławice piaskowców drobno- i bardzo drobnoziarnistych, natomiast arenitami litycznymi są częściej ławice piaskowców średnio-, grubo- i bardzo gruboziarnistych. Arenity lityczne są rodzajem piaskowców najpowszechniej występującym w kulumie sowiogórskim. Można je zgodnie z klasyfikacją Pettijohna (1957) określić również mianem subszarogłazów, uwzględniając zwłaszcza zawartość matrix, obecność cementu, stosunek zawartości skaleni do okruchów skał oraz zawartość kwarcu.

Z badań A. K. Teisseyre'a (1968) wynika, że wraz z malejącym rozmiarem składników szkieletu ziarnowego i zmniejszającą się zawartością okruchów skał metastabilnych następuje w os-

Tabela 15. Analizy chemiczne mułowców kulumu sowiogórskiego (w % wag)

Chemical analyses of mudstones from the Sowie Mts. kulum (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4	5
SiO ₂	60,91	57,28	56,69	62,56	58,10
TiO ₂	1,07	1,03	1,05	1,14	0,65
Al ₂ O ₃	15,93	16,22	15,93	15,80	15,40
Fe ₂ O ₃	2,15	5,63	2,38	4,60	6,47
FeO	2,84	2,42	5,50	3,42	
MnO	0,06	0,05	0,41	0,10	n.o.
MgO	3,23	3,64	3,90	2,58	2,44
CaO	2,67	1,72	2,04	0,78	3,11
Na ₂ O	5,72	4,06	3,71	2,43	1,30
K ₂ O	1,29	0,92	1,92	1,48	3,24
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,17	0,19	0,17
H ₂ O +	2,57	5,86	3,26	4,02	
CO ₂	1,47	0,98	2,51	1,37	7,63
SO ₃	0,01	0,01	0,09	0,01	n.o.
Inne					1,44
Others					
Suma	100,08	100,03	99,56	100,48	99,95
Total					
Strata po prażeniu	3,67	5,07	4,55	4,02	
Weight loss after calcination					
Fe ₂ O ₃ całkowite	5,19	8,64	8,38	8,29	
Total iron as Fe ₂ O ₃					
Suma ze stratą po prażeniu	99,91	99,86	99,84	100,38	
Total after calcination					

* 1 – mułowiec z Glinna; 2 – mułowiec z Kamionek; 3 – mułowiec z Sokolca (makroskopowo widoczne drobne kongregacje syderytowe); 4 – mułowiec z Sokolca; 5 – przeciętny skład mułowców (wg Pettijohna 1957).

1 – mudstone from Glinno; 2 – mudstone from Kamionki; 3 – mudstone from Sokolec (small siderite concretions can be recognized); 4 – mudstone from Sokolec; 5 – average chemical composition for mudstones (after Pettijohn 1957).

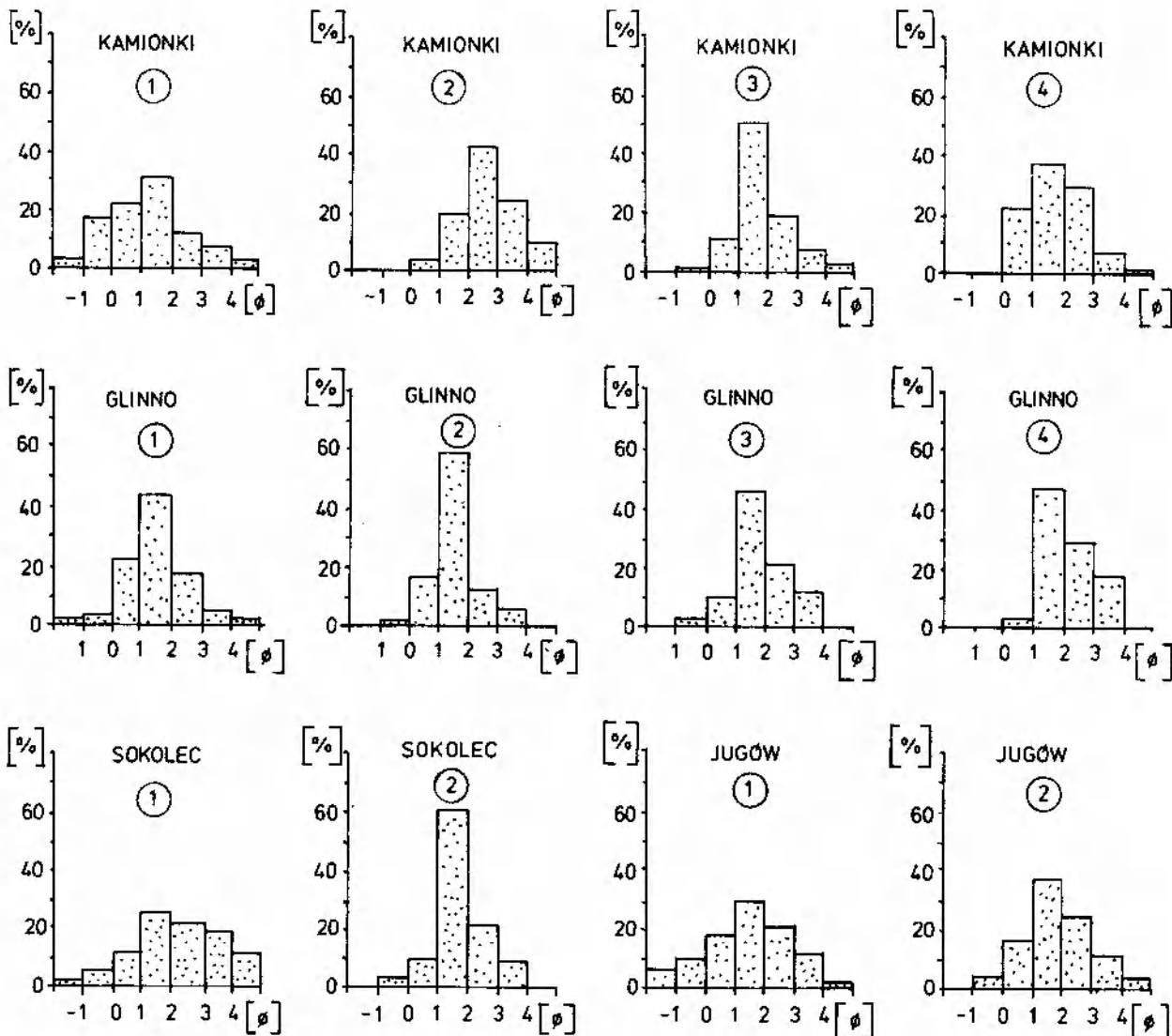


Fig. 29. Wybrane histogramy wysortowania subszarogłazów kulmu sowiogórskiego (skala ϕ , wg Krumbeina 1934)
Selected histograms of the gradation degree for subgreywacks of the Sowie Mts. kulm (ϕ scale according to Krumbein 1934)

dach szarogłazowych równoważący wzrost udziału minerałów blaszkowych, które są mechanicznie i chemicznie nieodporne (z wyjątkiem muskowitu). Spostrzeżenie to znalazło również potwierdzenie, w całej swojej rozciągłości, w subszarogłazach kulmu sowiogórskiego. Prawdopodobnie regułę tę można traktować w sposób bardziej uniwersalny i odnosić do większości skał średnioziarnistych o charakterze szarogłazowym.

Składniki szkieletu ziarnowego omawianych subszarogłazów są przeważnie półobtoczone, obtoczone i dobrze obtoczone (wg wzorca Powersa 1953).

Szkielet ziarnowy składa się głównie z okruców skalnych, kwarcu, skaleni, biotytu, muskowitu, fengitu, chlorytów, minerałów ciężkich przezroczystych i nieprzezroczystych.

Okruchy skalne stanowią zróżnicowany zespół. Wyróżniono tutaj fragmenty kwarcytów, skał krzemionkowych (łupki krzemionkowe, lidyty, jaspisy), gnejsów, fyllitów, łupków kwarcowolyszczkowych, zieleńców, metamulowców, łupków ilastych i magmowych skał wlewnych (przeważnie mocno zwietrzałych). Wśród okruców najbardziej odpornych (kwarcyty, skały krzemionkowe) najpowszechniej występują łupki krzemionkowe o charakterystycznych teksturach kierunkowych, wynikających ze smużystego wyciągnięcia kryształów drobno- i mikrokryształicznego kwarcu. Obecność kwarcytów rejestrowano tylko w najbardziej gruboziarnistych odmianach subszarogłazów. W odmianach bardziej drobnoziarnistych polikrystaliczne ziarna złożone z kwarcu wliczano w całości do grupy kwarcu, mimo że w

Tabela 16. Charakterystyka teksturalna subszarogłazów kulmu sowiogórskiego (w % obj., analizy mikrometryczne)
Summary of textural characteristics of subgraywackes from the Sowie Mts. kulm (vol. %, modal analyses)

			Kamionki			Glinno			Sokolec			Jugów			
			I*	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
Szkielet ziarnowy Framework	Q	Kwarc Quartz	10,2	12,5	15,0	9,3	16,7	18,9	8,1	9,7	12,8	9,1	14,2	17,5	
		Kwarcyty Quartzites	7,5	1,3	—	0,5	—	—	1,0	—	—	2,4	—	—	
		Skály krzemionkowe Siliceous rocks	1,4	6,7	0,7	5,2	10,4	3,1	13,9	6,0	2,3	3,5	3,3	2,1	
	F	Skalenie potasowe K-feldspars	2,9	0,4	0,8	4,8	0,8	0,3	3,4	3,1	0,2	4,2	0,9	0,3	
		Plagioklasy Plagioclases	10,1	6,8	5,1	13,0	11,8	8,0	11,7	10,3	7,1	12,3	9,0	5,9	
	R	Biotyt Biotite	Jasne lyszczyki Light micas	9,6	8,5	6,3	10,2	8,4	4,7	11,3	7,9	5,2	13,4	9,1	7,5
			Chloryty Chlorites	0,2	1,3	0,8	1,4	0,9	0,3	0,7	1,1	0,5	1,6	0,5	0,8
				3,9	5,9	12,1	1,5	6,3	12,8	0,4	3,2	10,7	2,5	9,4	14,2
		Skály metasta- bilne Meta- stable rocks	Gnejsy Gneisses	8,8	6,9	2,5	5,4	5,0	5,0	6,0	9,5	3,8	5,0	6,0	—
			Fyllity Phyllites	7,5	7,5	0,5	3,2	4,9	1,7	4,9	0,4	—	2,0	0,2	1,8
Łupki kwarcowo-lyszczykowe Quartz-mica schists			15,3	13,1	19,6	11,4	10,4	8,3	18,1	20,1	18,5	17,1	20,6	17,1	
Zieleńce Greenstones			2,9	6,4	2,6	10,6	8,3	2,2	0,6	2,2	0,9	3,8	0,7	0,9	
Metamulowce Metamudstones			0,7	0,1	—	4,9	1,4	—	1,5	0,8	—	1,1	0,5	—	
Łupki ilaste Shales			3,0	1,9	0,4	2,1	1,0	—	2,6	—	1,8	4,3	1,4	0,2	
Skály magmowe Magmatic rocks			5,8	1,2	—	3,9	2,5	0,5	1,3	0,8	—	2,4	0,6	—	
Inne Others	Minerały ciężkie nieprzezroczyste Opaque heavy minerals	0,5	0,7	1,2	—	0,5	0,4	2,7	0,5	0,6	1,5	0,3	1,4		
	Minerały ciężkie przezroczyste Transparent heavy minerals	0,1	0,2	—	0,5	0,4	0,1	—	0,1	—	0,8	0,1	—		
	Strzępki węgliste Coal flakes	0,4	1,5	3,8	—	2,1	3,7	5,3	1,6	4,8	—	4,7	3,6		
Cement Cement	Sydyryt Siderite	1,2	0,8	1,7	3,7	1,7	3,7	—	4,4	—	5,3	1,7	3,0		
	Tlenki i wodorotlenki Fe Fe-oxides and hydroxides	0,8	1,5	1,8	—	1,2	2,4	2,3	1,2	2,6	0,7	3,2	2,1		
Matrix Matrix			7,2	14,9	25,1	8,4	15,3	23,9	4,5	17,1	27,8	6,0	13,5	21,6	
Wskaźnik dojrzałości mineralogicznej Indeks of the mineralogical maturity			0,33	0,35	0,30	0,20	0,44	0,50	0,43	0,26	0,23	0,21	0,30	0,40	
Ziarna kwarcu o wygaszaniu falistym Quartz grains showing wavy extinction			96	87	86	89	88	85	89	88	86	92	94	89	
Angularne ziarna kwarcu Angular quartz grains			64	56	47	62	69	54	49	31	52	61	53	72	

* I — piaskowce grubo- i bardzo gruboziarniste; II — piaskowce średnioziarniste; III — piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste.

I — coarse- and very coarse-grained sandstones; II — medium grained sandstones; III — fine- and very fine grained sandstones.

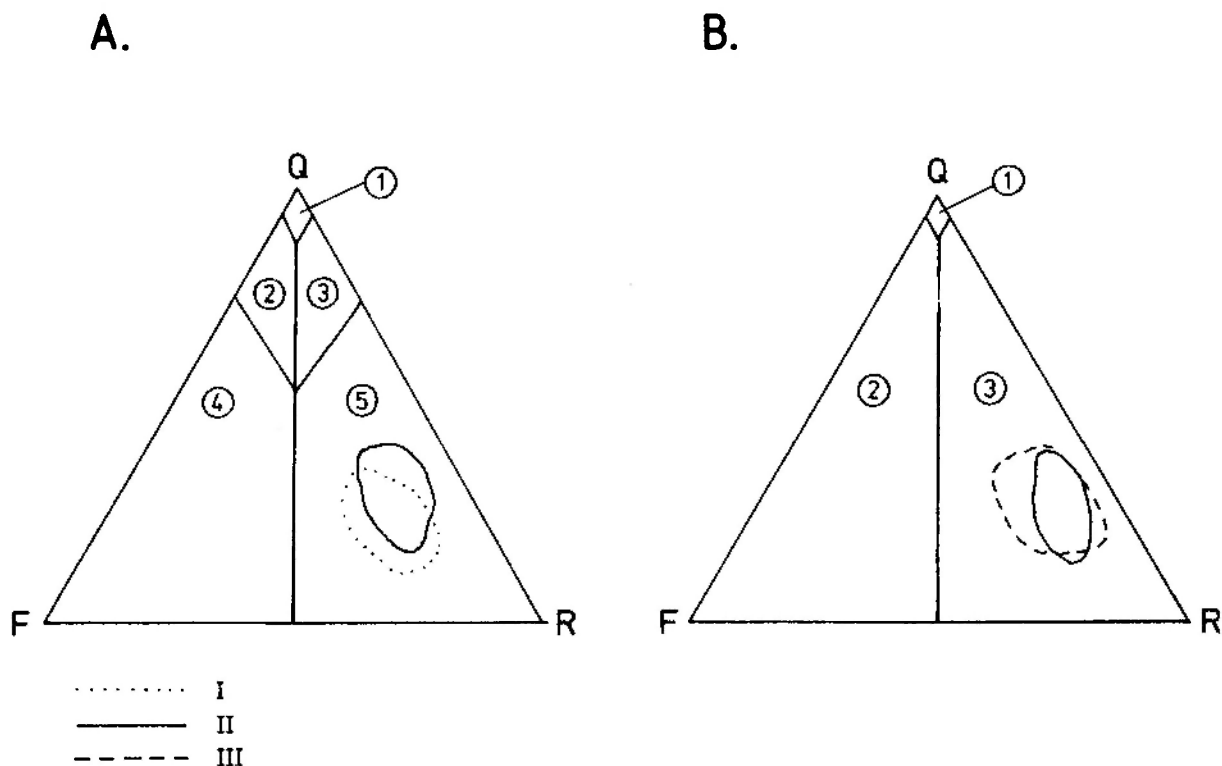


Fig. 30. Skład petrograficzny subszarogłazów kulmu sowiogórskiego (wg klasyfikacji Pettijohna *et al.*, 1972). I – piaskowce grubo- i bardzo gruboziarniste; II – piaskowce średnioziarniste; III – piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste. Pozostałe objaśnienia na figurze 8

Petrographical composition of subgreywackes from the Sowie Mts. kulm (according to the classification of Pettijohn *et al.* 1972). I – coarse- and very coarse-grained sandstones; II – medium-grained sandstones; III – fine- and very fine-grained sandstones. Other explanations in Figure 8

pewnej części mogą stanowić one fragmenty kwarcytów lub kwarców żyłowych. Taki sposób potraktowania owych ziarn w niczym nie zmienia oczywiście pozycji systematycznej omawianych piaskowców. Wśród pozostałych, mniej odpornych okruchów skalnych szczególnie obficie występują zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie łupki kwarcowo-łyszczkowe. Wraz z fyllitami, zieleńcami, metamułowcami, kwarcytami i skałami krzemionkowymi tworzą one grupę okruchów, które można określić jako pochodzące z erozji skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej. Szczegółowe określenie obszaru alimentującego przekracza ramy niniejszego opracowania i wymaga podjęcia odrębnego, obszernego studium porównawczego. Obecnie można jedynie sugerować, że podobny zespół zmetamorfizowanych regionalnie skał występuje w obszarze struktury kaczawskiej. Stwierdzone w omawianych subszarogłazach okruchy metaryolitów i kwaśnych skał wicrofirowych pochodzą zapewne z erozji skał magmowych, które towarzyszyły zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej. Cechy okru-

chów gnejsowych (oligoklaz An_{14-23} , reliktowy granat, syllimanit wykształcony jako fibrolit, dominujący udział biotyту wśród łyszczków, znikome ilości skalenia potasowego o cechach mikroklinu, reliktowy dysten, niewielkie ilości fengitu, powszechnie faliste wygaszanie światła przez kwarc) wskazują na ich sowiogórskie pochodzenie. Na szczególną uwagę zasługuje występowanie w szkielecie ziarnowym omawianych subszarogłazów fragmentów łupków ilastych. Nie są to skały, które można by przyrównać do łupków ilastych kulmu sowiogórskiego, sugerując jednocześnie ich śródformacyjną erozję (kompletny brak tak przecież charakterystycznych strzępków zwęglonej substancji pochodzenia roślinnego). Są to zatem skały, które muszą pochodzić z erozji niezmetamorfizowanej serii osadowej, starszej jednocześnie od skał kulmu sowiogórskiego. Obszarem spełniającym te warunki jest depresja Świebodziec. Warto zauważyć, że obszar ten położony jest w stosunku do Gór Sowich w tym samym kierunku, co i sugerowany już powyżej obszar struktury kaczawskiej.

Ziarna kwarcu odznaczają się przeważnie fali-

stym lub falisto-smużystym sposobem wygaszania światła. Udział ziarna kwarcu o jednorodnym, spokojnym wygaszaniu jest nieznaczny i ogranicza się do niektórych ziarn monokrystalicznych, pozbawionych mikrospękań i większej liczby wrostków (tabela 16). Polikrystaliczne ziarna kwarcu złożone są z kilku zażębiających się mozaikowo kryształów. W tego typu ziarnach często obserwowano mikrospękania, obficie wyścielone tlenkami żelaza. W przedłużeniu wielu mikrospękań stwierdzano występowanie miazgi kwarcowej. Miazga kwarcowa tworzy również często najbardziej zewnętrzne strefy ziarn polikrystalicznego kwarcu. Do najczęściej spotykanych w ziarnach kwarcu wrostków należą: robaczkowate skupienia zielonkawych, słabo dwójłomnych chlorytów ($\Delta = 0,001$), igielkowate i drobnopręcikowe kryształki syllimanitu (w części jest to fibrolit), drobne, okrągławe kryształki granatów.

Skalenie reprezentowane są przez plagioklasy i skałen potasowy. Dla omawianych subszarogłazów charakterystyczna jest powszechna przewaga ilościowa plagioklazów nad skałeniem potasowym (tabela 16). Wśród plagioklazów najczęściej stwierdzano oligoklaz (An_{12-26}), zbliżony przeważnie albitowo. Ziarna albitowe (do An_6) występują podrzędnie. Skałen potasowy występuje w postaci ziarn w różnym stopniu zmętniałych, ze słabo widoczną kratką mikroklinową. Zupełnie świeże ziarna skałeni spotykano całkiem wyjątkowo. W wielu ziarnach oligoklazu obserwowano obecność mikrospękań, szczególnie dobrze widocznych w tych miejscach, gdzie nastąpiły mikroprzesunięcia poszczególnych fragmentów polisyntetycznie zbliżonych ziarn. Wzdłuż mikrospękań inicjowane były w pierwszej kolejności procesy wtórnych przeobrażeń, polegających najczęściej na niezbyt daleko posuniętej kaolinityzacji. Dla większości ziarn plagioklazów charakterystyczne jest zmętnienie spowodowane obecnością submikroskopowych wrostków, nadających ziarnom różowawy odcień.

Wśród minerałów blaszkowych istotną rolę spełniają biotyt i chloryty. Blaszkki biotyty są przeważnie bardzo silnie zwietrzałe (intensywne zbrunatnienie lub wybielenie) i pędzelkowato postrzępione. Cechuje je osłabiony pleochroizm. W wielu blaszkach obserwowano charakterystyczne pola pleochroiczne wokół wrostków cyrkonu. Nieliczne, stosunkowo świeże blaszki biotyty mają pleochroizm wyraźnie silniejszy (α — żółtawy, $\beta \cong \gamma$ — żółtawobrunatnokasztanowaty lub tylko żółtobrunatny). Blaszkki biotyty są powszechnie schlorytyzowane. W takich blaszkach i pakietach

blaszkowych obserwuje się występowanie rdzawych grudek tlenków żelaza, skupiających się wzdłuż płaszczyzn jednokierunkowej łupliwości. Chlorytem zastępującym biotyt jest przeważnie słabo dwójłomny ($\Delta = 0,002$), bładozielonkawy pennin o subnormalnie niebieskawych barwach interferencyjnych. Dostrzega się w nim również słaby pleochroizm i odziedziczone pola pleochroiczne po biotycie. Stopień chlorytyzacji biotyty jest różnicowany. Obserwowano wszystkie stadia pośrednie między pobiotytowym penninem i stosunkowo jeszcze nie zmienionym biotytem. Sądzic należy, że prawie wszystkie duże blaszki penninu, występujące w omawianych subszarogłazach, powstały kosztem biotyty. Pozostała część chlorytów wliczona w skład szkieletu ziarnowego tworzy drobnoblaszkowe agregaty (pennin, klinochlor). Są one szczególnie ważną częścią detrytycznych chlorytów w najbardziej drobnoziarnistych ławicach subszarogłazów. Fengit (słaby pleochroizm; α — bezbarwny, $\beta \cong \gamma$ — bładozielonkawy, dwójłomność; $\Delta = 0,043$) występuje przeważnie w postaci równoległych zrostów z biotytem. Nie wykazuje widocznych dla oka zmian wietrzeniowych, mimo że sąsiadująca blaszka biotyty bywa już intensywnie zwietrzała. Muskowit jest rzadko stwierdzany. Występuje przeważnie w postaci drobniejszych, samodzielnych lub grupujących się w niewielkie pakiety blaszek.

Minerały ciężkie są stałym, choć mało znaczącym ilościowo składnikiem (tabela 16). Wśród największych ziarn spotykano jedynie minerały nieprzezroczyste. Znacznie mniejsze są ziarna granatów, cyrkonu, turmalinów i rutyłu. Bardziej obfite koncentracje minerałów ciężkich związane są z wyraźniej zaznaczającymi się powierzchniami stratyfikacji. Zwęglone strzępki pochodzenia roślinnego rozmieszczone są w ławicach subszarogłazów w sposób bardzo nierównomierny. Największe ich koncentracje obserwowano w najbardziej drobnoziarnistych ławicach. Równocześnie są one tutaj najmniejsze (do 0,1 mm). W ławicach bardziej gruboziarnistych ilość zwęglonej sieczki roślinnej wyraźnie maleje (tabela 16). Jednocześnie można jednak zauważyć wyraźny wzrost wielkości poszczególnych okruchów węglistych. Bywa, że są to nawet całe fragmenty łodyg roślinnych. W ławicach najbardziej drobnoziarnistych zwęglony detrytus roślinny może również tworzyć samodzielne laminy.

Do matrix, zgodnie z propozycją Füchtbauera i Müllera (1970), zaliczono wszystkie te detrytyczne składniki ziarniste i blaszkowe, których roz-

miary mieszczą się poniżej granicznej wielkości przewidzianej dla frakcji psamitowej (tj. poniżej 4,0Ø wg skali Krumbeina 1934). Zgodnie z przewidywaniem okazało się, że ilość matrix zawarta w subszarogłazach sowiogórskich koreluje się z wielkością ich frakcji podstawowej szkieletu ziarnowego. Upraszczając tę zależność można stwierdzić, że ilość matrix w omawianych subszarogłazach jest tym większa, im bardziej drobnodziarnista jest frakcja podstawowa szkieletu ziarnowego (tabela 16).

W matrix decydującą rolę odgrywają drobnoblaszkowe i łuseczkowe minerały ilaste oraz najdrobniejsze frakcje składników ziarnistych. Minerały ilaste reprezentowane są tutaj przez chloryty (pennin, klinochlor), silnie zwiertzały biotyt (intensywnie zbrunatniały), kaolinit oraz nieliczne blaszki jasnych łuszczków (fengit, muskowitz). Kaolinit występuje przeważnie w postaci drobnych agregatów ukrywających się wśród innych minerałów ilastych. Składniki ziarniste matrix są wyraźnie gorzej obtoczone niż analogiczne składniki szkieletu ziarnowego.

Obserwowaną wspólnie zwięzłość subszarogłazów należy przypisać przemianom diagenetycznym. W większości ławic cement jest bardzo ubogi (tabela 16). Jeżeli występuje, to stanowią go tlenki i wodorotlenki żelaza, które oblepiają cieniutką warstewką składniki ziarniste lub występują w postaci nieregularnych skupień w niektórych przestrzeniach międzyziarnowych. W ławicach subszarogłazów, przeciętych w niedalekiej odległości powierzchnią dyslokacyjną, obserwowano przeważnie bardzo obficie występujący ce-

ment żelazisty, wypełniający znaczną część przestrzeni międzyziarnowych (plansza III, 3). Wskazuje to na związek występowania obfitego cementu żelazistego z deformacjami dysjunktywnymi.

Z diagenetą należy wiązać również powstanie kongrecji syderytowych i obecność w niektórych ławicach subszarogłazów skupień syderytu w drobnych przestrzeniach międzyziarnowych (plansza III, 4, plansza VI, 2). Występujące w subszarogłazach kongrecje syderytowe spotykane są w ławicach najbardziej drobnodziarnistych i bogatych jednocześnie w matrix. Zewnętrzne części kongrecji są przeważnie bardzo intensywnie utlenione i stopień utlenienia zmniejsza się w kierunku ich wnętrza. Na tej podstawie można między innymi określić powierzchnię ograniczającą, jako że w obrazie mikroskopowym przejście kongrecji w otaczającą skałę jest gradacyjne i polega na stopniowym zmniejszaniu się zawartości syderytu przy zauważalnym wzroście stopnia jego utlenienia. W najbardziej zewnętrznej części kongrecji mamy już przeważnie do czynienia jedynie z rdzawo przeświecającymi skupieniami posyderytowych tlenków i wodorotlenków żelaza. W nielicznych kongrecjach, najbardziej bogatych w syderyt, dostrzega się skorupowatą podzielność. Kongrecje zbudowane są z drobno- lub mikrokryształicznego syderytu (fig. 31, 32), który wiąże składniki ziarniste i blaszkowe (skład ustalony mikrometrycznie: syderyt — od 42,3 do 72,5%, kwarc — 7,4 do 18,6%, skalenie — od 3,6 do 12,2%, minerały blaszkowe — 12,5 do 24,1%, okruchy skał — od 9,8 do 28,7%). W kongrecjach syderytowych obserwowano również wystę-

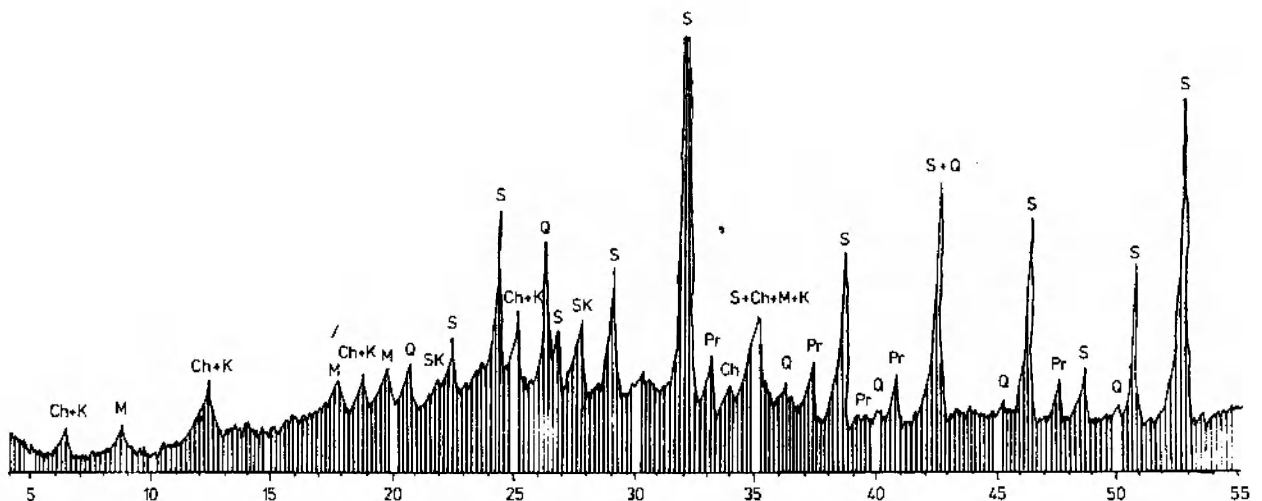


Fig. 31. Dyfraktogram kongrecji syderytowej z subszarogłazu, Sokolec. S — syderyt; Ch — chloryty; Q — kwarc; SK — skalenie; M — łuszczki; K — kaolinit; Pr — piryt

X-ray diffraction powder pattern of siderite concretion from subgreywacke, Sokolec. S — siderite; Ch — chlorites; Q — quartz; Sk — feldspars; M — micas; K — kaolinite; Pr — pyrite

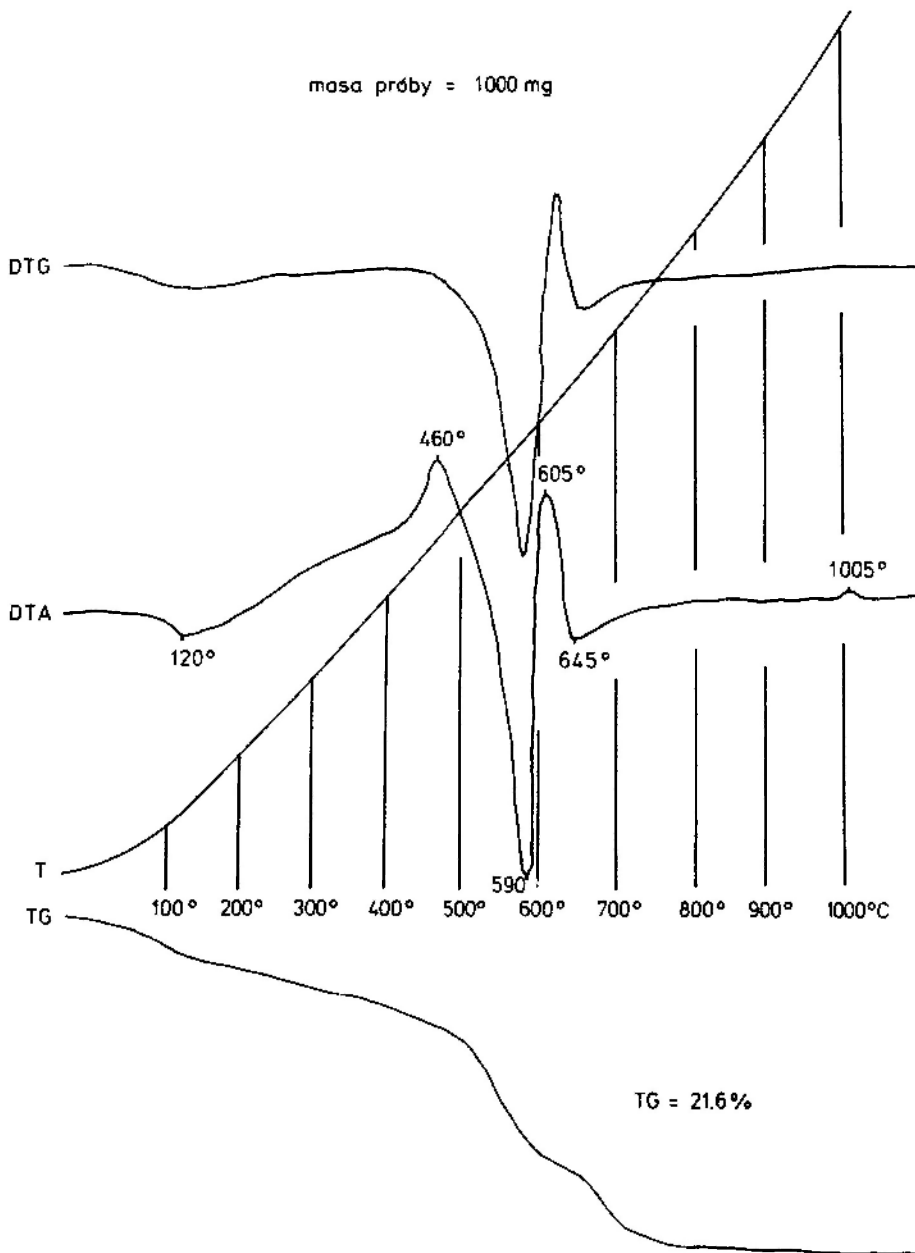


Fig. 32. Derywatogram konkrecji syderytowej z subszarogłazu, Sokolec. Występuje: syderyt 590°, 605°, piryt 460°, chloryty 645°, kaolinit 1005°, węglona substancja organiczna (?) 250-450°C

Thermal curves of siderite concretion from subgreywacke, Sokolec. Identified phases: siderite 590°, 605°, pyrite 460°, chlorites 645°, kaolinite 1005°, coalificated organic substance (?) 250-450°C

powanie drobnych kryształków autogenicznego pirytu (fig. 32, ostry efekt egzotermiczny z maksimum w temperaturze 460°C). Stałym ich składnikiem jest również rozproszona substancja węglista (fig. 32, rozległy efekt egzotermiczny z maksimum między 300-500°C). Ta charakterystyczna parageneza wskazuje na warunki, w jakich doszło do utworzenia konkrecji syderytowych. Musiało to być środowisko silnie redukcyjne (duże pH i małe Eh, stosunek Fe^{2+}/Fe^{3+} większy od jedności). Wytworzeniu się takiego środowiska przeciwdziałała obecność rozkładającej się substancji

organicznej (obniżenie pH i podwyższenie Eh przez CO_2). Stąd wniosek, że syderyt może się wytrącić w takim środowisku, w którym obecnie jest rozkładająca się substancja organiczna jedynie wówczas, gdy występuje tam równocześnie czynnik zubożający. Takim czynnikiem może być $CaCO_3$ lub produkty typu amoniaku. Z analiz chemicznych wynika, że te subszarogłazy, które zawierają konkrecje syderytowe, charakteryzują się jednocześnie wyższą zawartością CaO (tabela 17). Możliwość wcześniejszego strącania w takich warunkach pirytu była zapewne ograni-

Tabela 17. Analizy chemiczne subszarogłazów kulmu sowskiego (w % wag.)

Chemical analyses of subgraywackes from the Sowie Mts. kulum (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4
SiO ₂	72,01	57,03	61,81	66,7
TiO ₂	0,91	1,19	1,12	0,6
Al ₂ O ₃	12,87	20,02	16,70	13,5
Fe ₂ O ₃	5,11	1,39	4,72	5,1
FeO	0,36	3,26	2,97	
MnO	0,17	0,13	0,11	n.o.
MgO	0,73	0,95	2,87	2,1
CaO	0,57	1,09	0,62	2,5
Na ₂ O	2,24	2,42	2,50	2,9
K ₂ O	1,89	0,21	2,34	2,0
P ₂ O ₅	0,17	0,07	0,19	0,2
H ₂ O+	2,39	7,01	4,12	
CO ₂	0,66	3,30	0,37	3,6
SO ₃	0,03	0,06	0,03	n.o.
Suma Total	100,11	98,13	100,47	99,2
Strata po prażeniu Weight loss after calcination	2,67	11,42	4,15	
Fe ₂ O ₃ całkowite Total iron as Fe ₂ O ₃	5,52	5,01	8,02	
Suma z stratą po prażeniu Total after calcination	99,77	99,60	100,46	

* 1 – subszarogłaz średnioziarnisty z Kamionek; 2 – subszarogłaz średnioziarnisty z Sokolca (konkrecje syderytowe); 3 – subszarogłaz drobnoziarnisty z Jugowa; 4 – średni skład chemiczny szarogłazów (Pettijohn 1963).

1 – medium-grained subgraywacke from Kamionki; 2 – medium-grained subgraywacke from Sokolec (siderite concretions); 3 – medium-grained subgraywacke from Jugów; 4 – average chemical composition for subgraywackes (after Pettijohn 1963).

czona niewielką zawartością jonu S²⁻, który po początkowo intensywnym wytrącaniu pirytu ulegał szybkiemu wyczerpaniu. Tłumaczy to jednocześnie powszechne współwystępowanie pirytu i syderytu w tych konkrecjach (fig. 31, 32). Zrozumiałe jest również, że próby zawierające konkrecje syderytowe i piryt charakteryzują się wyraźną przewagą FeO nad Fe₂O₃ (tabela 17).

Jedynym dostrzegalnym przejawem działania kompaktacji są niewielkie deformacje plastyczne minerałów blaszkowych, modelowanych przez twardsze składniki ziarniste. Polegają one na plastycznym dostosowaniu się ułożenia blaszek łyszczyków i chlorytów do konturów sąsiadujących ziarn. Niezwykle rzadkie są natomiast wszelkiego rodzaju wciski zachodzące jedynie na granicy składników o różnej twardości (dotyczy to wcisków twardszych ziarn w okruszy łupków ilastych, innych wcisków nie obserwowano). Kompaktacja przejawiała się także w ogólnym zmniejszeniu porowatości osadów (duża liczba styków przypadających na ziarno w płaszczyźnie preparatu mikroskopowego, od 4 do 7) i tym samym podwyższeniu ich zwięzłości. Z powodu zaciśnięcia por nie obserwowano tutaj większych ilości cementu. Diagenaza doprowadziła zatem jedynie do lityfikacji (rozumianej jako zespół procesów przekształcających luźny osad w skałę zwięzłą, bez reakcji między jej składnikami).

BIOLITYTY

Skały te wyróżniono zgodnie z kryteriami przewidzianymi w klasyfikacji Folka (1959). Zostały one utworzone przez wzrastające *in situ* ko-

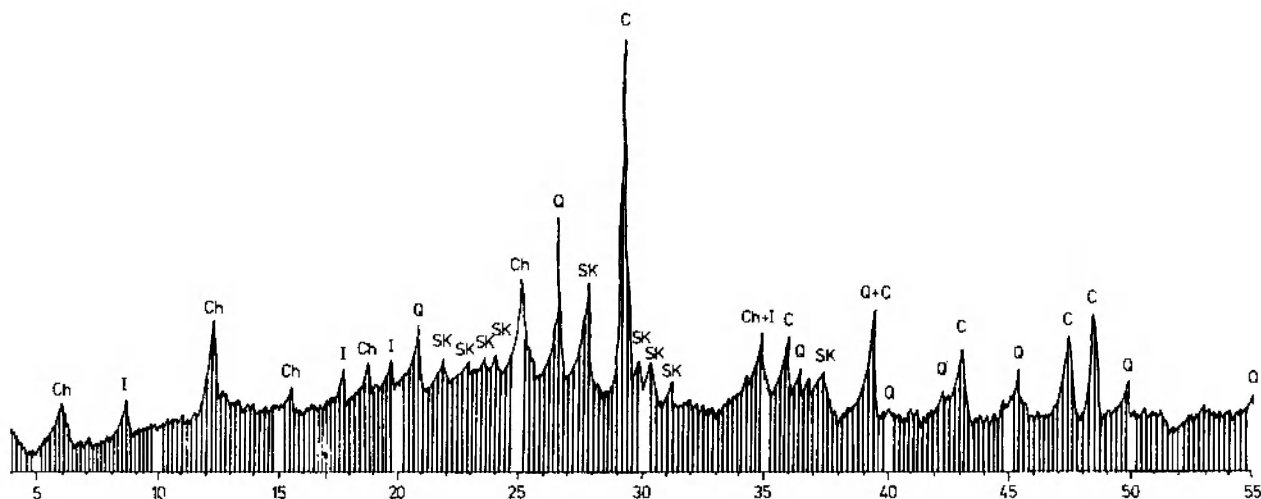


Fig. 33. Dyfraktogram biolitytu z Kamionek. C – kalcyt; Q – kwarc; Ch – chloryty; I – illit, biotyt; SK – skalenie
X-ray diffraction powder pattern of biolithite from Kamionki. C – calcite; Q – quartz; Ch – chlorites; I – illite, biotite;
SK – feldspars

rale kolonijne (plansza IX, 2, 3, plansza VII, 4). Korale tworzą tutaj dwa zasadnicze typy kolonii: masywne i krzaczaste.

Kolonie masywne tworzy *Palaeosmilia regia* (Phill.), natomiast kolonie krzaczaste *Syringopora ramulosa* Goldf., *Lithostrotion* sp., *Lithostrotion junceum* (Flem.), *Lithostrotion proliferum* (Thomson et Nicholson). Oznaczenia koralu kolonijnych oparte są na pracach Żakowej (1966a) i Żakowej i Żaka (1962). Każdy z rodzajów kolonii występuje przeważnie w niezależnych soczewkach i bryłach, tworzących drobne biohermy. Ułożone

są one wśród ławic skał ilastych i okruchowych w postaci mniej lub bardziej zwartych poziomów. W pojedynczym odsłonięciu może występować nawet po kilka takich poziomów, rozdzielonych ławicami i soczewkami biomikrytów, biomikrudytów, wapieni litoklastycznych oraz łupków ilastych, mułowców szarogłazowych, subszarogłazów czy też brekcji śródformacyjnej. W rozprzestrzenieniu poziomym biolitytu zastępowane są przeważnie przez biomikryty, biomikrudyty i wapienie litoklastyczne. Miąższość takich zastępujących się lateralnie poziomów skał węglanowych

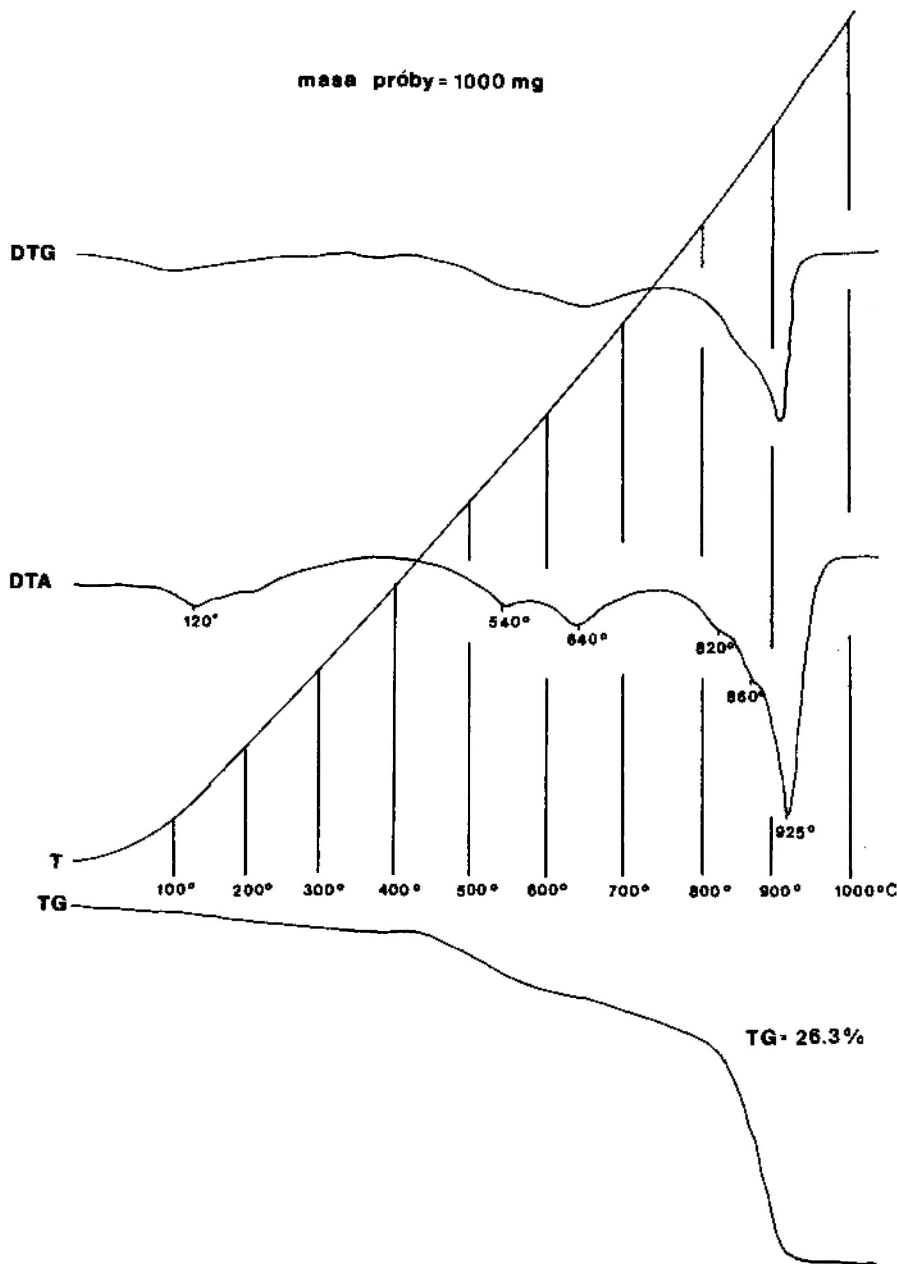


Fig. 34. Derywatogram biolitytu z Kamionek. Występuje: kalcyt 925°, chloryty 640°, 860°, illit 120°, 540°, 820°, zwęglona substancja organiczna 300-500°C

Thermal curves of biolithite from Kamionki. Identified phases: calcite 925°, chlorites 640°, 860°, illite 120°, 540°, 820°, coalificated organic substance 300-500°C

nie przekracza zazwyczaj kilkudziesięciu centymetrów (zwykle jest to mniej niż 0,3 m).

W koloniach masywnych nieliczne pory pierwotne między wzrastającymi koralitami (stanowiące do 5% objętości skały) wypełnione są cementem sparytowym (klascysparytem), hipidio- i xenotopicznym (*sensu* Friedman 1965) bądź mikrosparytowym mułem, przemieszonym z minerałami ilastymi i pyłem litoklastycznym. Niekiedy udział mikrosparytu w obrębie por pierwotnych między wzrastającymi koralitami jest tak niewielki, że rozmieszczony jest on w postaci drobnych, pojedynczo występujących, idiotopicznych kryształów w tle brunatnawej masy drobnołuseczkowych agregatów minerałów ilastych. Minerale ilaste reprezentowane są tutaj przez chloryty i illit (fig. 33, 34). Obserwowano również występowanie pojedynczych, większych blaszek silnie schlorotyżowanego biotyту (zastępowanego przez pennin) oraz nieliczne, nie wykazujące widocznych zmian blaszki fengitu. Pył litoklastyczny utworzony jest z kwarcu, drobnych okruchów skalnych i nielicznych ziarn skaleni (przeważnie ziarna oligoklazu An_{12-19}). Charakteryzuje go niemal zupełny brak obtoczenia. W koloniach krzaczastych pory pierwotne między wzrastającymi koralitami zostały wypełnione mikrytowym i mikrosparytowym mułem kalcytowym, w którym rozmieszczone są licznie bioklasty i litoklasty (plansza VII, 4). Pory pierwotne tego rodzaju stanowią od 50 do 70% objętości biolitytu. Bioklasty reprezentowane są przez kompletne lub pokruszone skorupki *Brachiopoda*, *Ostracoda*, *Foraminifera*, *Lamelli-branchiata*, *Calcisphaera*, trochity *Crinoidea*, rurki *Serpula*, muszle *Gastropoda* oraz fragmenty *Bryozoa*. Zdarzają się tutaj również fragmenty koralitów kolonijnych *Rugosa*. Wielkość tych bioklastów nie przekracza zwykle 0,6 mm, najczęściej mieszcząc się w przedziale od 0,1 do 0,3 mm. Występujące we wspomnianych porach litoklasty reprezentowane są przez przeważnie bardzo źle obtoczone ziarna kwarcu, nieco lepiej zaokrąglone okruchy skalne (przeważnie są to okruchy skał krzemionkowych, dobrze obtoczone) oraz w znacznym stopniu skalcyfikowane ziarna skaleni (zwykle oligoklazu An_{11-20}). Dostrzegano tutaj również blaszki silnie schlorotyżowanego biotyту (zastępowanego penninem) oraz nieliczne blaszki dobrze zachowanego fengitu. Biotyt bywa również silnie zbrunatniały i wyróżnia się osłabionym pleochroizmem. Litoklasty rozmieszczone są w porach pierwotnych w sposób nierównomierny. Największe ich nagromadzenia i jednocześnie największe ich ziarna występują je-

dynie w najbardziej wewnętrznych częściach przestrzeni porowych, podczas gdy części zewnętrzne wypełnione są przeważnie stosunkowo czystym mułem mikrytowym i mikrosparytowym, zawierającym licznie tutaj rozsiane, drobne bioklasty. Sugeruje to, że materiał litoklastyczny wprowadzany był w wolne jeszcze części przestrzeni por pierwotnych dopiero w okresie przysypywania bioherm przez materiał drobnookruchowy. W okresie poprzedzającym warunki były na tyle ustabilizowane, że możliwa była nukleacja mułu węglowego w porach pierwotnych kolonii krzaczastych *Rugosa* bez większych zakłóceń spowodowanych dostawą materiału okruchowego. Obok mikrytowego i mikrosparytowego mułu kalcytowego, bioklastów i litoklastów, stałym składnikiem są tutaj również niewielkie ilości (do kilku procent objętości por pierwotnych) minerałów ilastych (chloryty, illit) i stosunkowo równomiernie rozproszona substancja węglista (fig. 35).

Kolonie masywne zbudowane są ze stykających się ściśle ze sobą thecami koralitów, bez wyodrębnionego cenosteum (plansza VII, 3). Poszczególne korality mają przeważnie wieloboczny zarys. Szkielety koralitów zbudowane są z mikrokrystalicznych disepimentów i tabul oraz z monokrystalicznych septów, utworzonych w trakcie wzrostu koralitów. Istniejące w szkieletach koralitów wolne przestrzenie wypełnione zostały przeważnie sparytowym cementem, wzrastającym palisadowo od ograniczających elementów szkieletu w kierunku wolnej jeszcze części przestrzeni. W częściach brzeżnych tych por sparyt złożony jest z listewkowo wydłużonych, radialnie ułożonych kryształów, których rozmiary w części najbardziej zewnętrznej początkowo zbliżone są do wielkości kryształów mikrosparytu. Rozmiary ich ulegają stopniowemu zwiększeniu w miarę przesuwania się ku częściom wewnętrznym por. Najbardziej wewnętrzne części takich przestrzeni porowych wypełnione są często pojedynczym, izometrycznym i stosunkowo dużym kryształem kalcytu. Sparyt występujący w najbardziej wewnętrznej części takich przestrzeni porowych wyróżnia się doskonałą przejrzystością w odróżnieniu od sparytu wypełniającego bardziej zewnętrzną część przestrzeni porowych (plansza VII, 3). Pierwszy rodzaj cementu, narastający palisadowo na brzegach wolnych pierwotnie przestrzeni w obrębie szkieletu koralitu, można określić jako wcześniejszy (cement A, starszy), natomiast cement występujący w części wewnętrznej tych przestrzeni, mozaikowy i ksenotopiczny, można określić jako późniejszy (cement B, młodszy), wypełniający.

Powszechnie przyjmuje się, że cement A powstaje w płytkowodnym środowisku morskim, natomiast cement B może tworzyć się we wszystkich środowiskach sedimentacji i diagenety skał węglanowych (Flügel 1978 i cytowana tam literatura). Niekiedy zamiast cementu B, po wykrystalizowaniu cementu A, w wolnych jeszcze częściach przestrzeni porowych w szkieletach koralitów kolonii masywnych następowała krystalizacja autogenicznego kwarcu lub wachlarzowatych skupień barytu (plansza VII, 3). Zarówno kwarc, jak i baryt

są doskonale przejrzyste i bez wrostków. Kwarc wygasza światło równomiernie, spokojnie. W tych samych próbach skalnych spotykano również sferolity chalcedonowe, nie stosujące się do kształtu pierwotnych por, których rozmiary mogą osiągać nawet 1,0 mm średnicy. Prócz tego kolonie masywne pocięte są gęsto krzyżującymi się żyłkami chalcedonowymi, kwarcowymi, barytowymi lub złożonymi z grubokrystalicznego kalcytu i rdzawych tlenków żelaza wypełniających drobne przestrzenie pomiędzy nimi. Kolonie krzaczaste zbu-

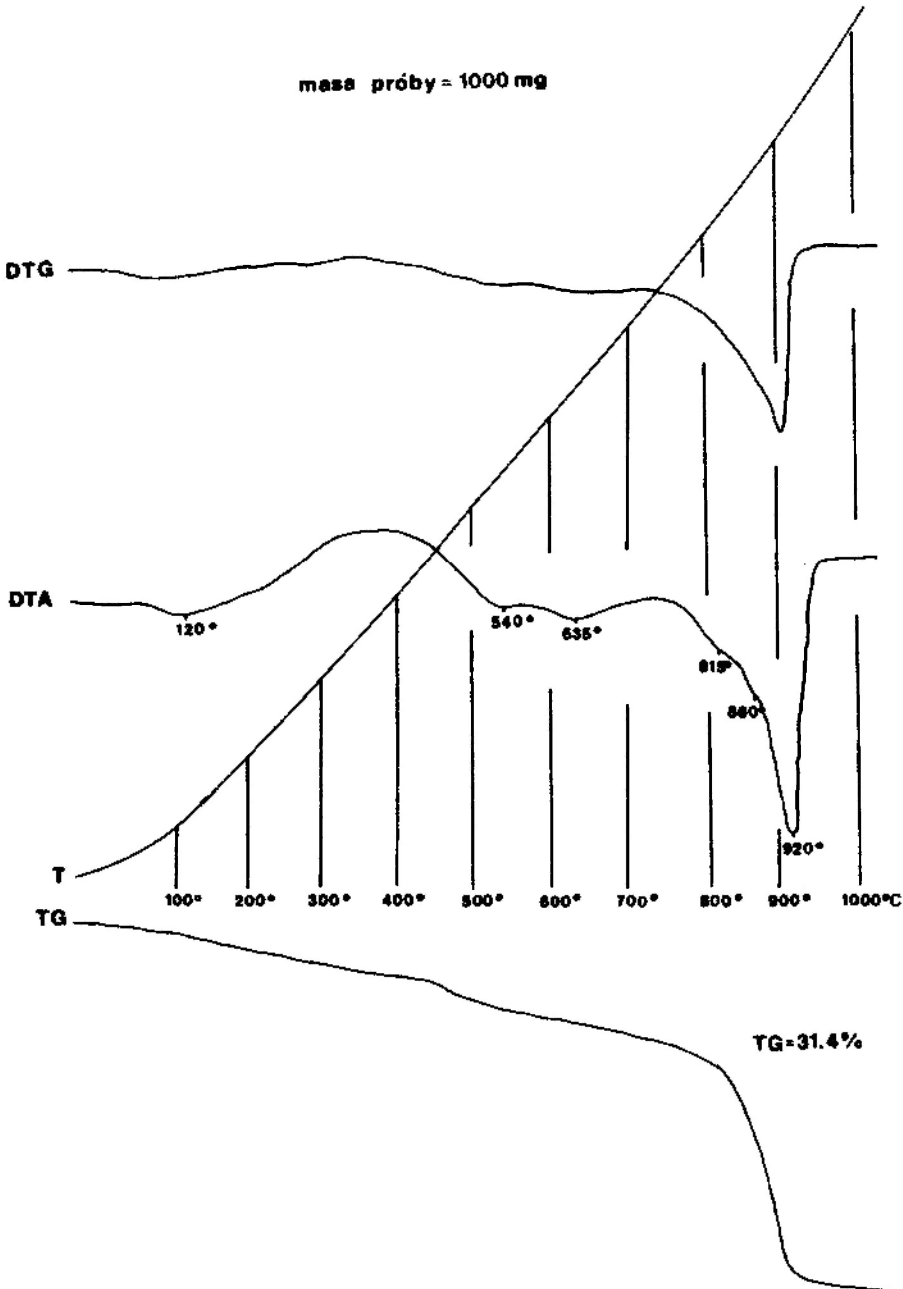


Fig. 35. Derywatogram materiału wypełniającego pory pierwotne w biolitycie (kolonia krzaczasta *Rugosa*), Kamionki. Występuje: kalcyt 920°, chloryty 635°, 860°, illit 120°, 540°, 815°, zwęglona substancja organiczna 250-500°C
 Thermal curves of the filler of primary pores in biolithite (dendritic colony of *Rugosa*), Kamionki. Identified phases: calcite 920°, chlorites 635°, 860°, illite 120°, 540°, 815°, coalificated organic substance 250-500°C

dowane są z odsuniętych od siebie osobników, które mogą być połączone tylko wyrostkami w odmianach o najgęstszym splocie gałązek koralowych. Poszczególne osobniki w przekroju poprzecznym mają zarys eliptyczny. Korality uległy tutaj tym samym przemianom diagenetycznym, jakie miały miejsce w obrębie koralitów kolonii masywnych, tzn. wolne przestrzenie w obrębie szkieletów koralitów wypełnione zostały dwiema generacjami cementu (cementem A i B). Nie stwierdzono jednak występowania zamiast cementu B autogenicznych kryształów kwarcu i barytu. Stosunkowo często natomiast obserwowano tutaj sylikację polegającą na zastępowaniu niektórych elementów szkieletu koralitu przez włókniste skupienia chalcedonu. Baryt występuje tutaj w postaci drobnych żyłek, przecinających poszczególne korality w zupełnie dowolnych kierunkach.

W biolitytach będących koloniami krzaczystych *Rugosa* najpowszechniej dostrzeganym przejawem przeobrażeń diagenetycznych jest jednak mikrytyzacja bioklastów, występujących w porach pierwotnych między wzrastającymi swobodnie osobnikami. Mikrytyzacja bioklastów polegała tutaj na wytworzeniu kompletnych lub tylko częściowych powłok mikrytowych, o znacznej niekiedy grubości (do 0,05 mm). Kontakt powłoki mikrytovej z nienaruszoną mikrytyzacją wnętrzem bioklastów jest przeważnie bardzo nierówny (obserwowano liczne lokalne zgrubienia powłoki mikrytovej dochodzące nawet do 0,12 mm). Po wytworzeniu się powłoki mikrytovej wiele bioklastów ulegało rozpuszczaniu. W powstałe w taki sposób wolne przestrzenie wprowadzony został następnie cement sparytowy, który utrwalił kształt bioklastu. Powstanie takich cementacyjnych odlewów możliwe było dzięki większej odporności na rozpuszczanie powłok mikrytowych w porównaniu z niezmikrytyzowanymi częściami bioklastów (nie bez znaczenia pozostawała także pewna wytrzymałość mechaniczna powłok mikrytowych). W niektórych wypadkach, po rozpuszczeniu niezmikrytyzowanej części bioklastu, dochodziło do kruszenia powłoki mikrytovej i fragmenty skruszonej osłony są dziś jedynym świadectwem występowania uprzednio bioklastów. Kruszenie nierozpuszczonych powłok mikrytowych zachodziło zapewne pod naciskiem mas nadległych już we wczesnym etapie diagenety. W rezultacie można stwierdzić, że nieomal wszystkie bioklasty zachowane zostały w postaci sparytowych odlewów, otoczonych zmiennej grubości

powłoką mikrytową lub w postaci rozrzuconych bezładnie fragmentów powłok mikrytowych.

Innym ważnym procesem diagenetycznym, którego znamiona powszechnie obserwowano w omawianych biolitytach jest rekrystalizacja. Jej efektem jest obserwowane w wielu miejscach przejście mułu mikrytovej w mikrosparyt. Rekrystalizacja jest tutaj w takim stadium zaawansowania, które charakteryzuje występowanie w ciemnym, słabo przejrzystym mikrycie nieregularnych mikrosparytowych pól, wyróżniających się lepszą przejrzystością. O zaawansowaniu rekrystalizacji świadczyć może występowanie połączeń między nieregularnymi skupiskami mikrosparytu. Kontury mikrosparytowych pól są przeważnie rozmyte; gradacyjnie przechodzą w muł mikrytovej. Jednym z charakterystycznych zjawisk obserwowanych w omawianych skałach jest występowanie aureoli mikrytovej, niekrystalizowanego mułu wokół znacznej części bioklastów. Sprawia to wrażenie, że strefy te były jakby chronione przed rekrystalizacją. Ogólnie można stwierdzić, że przemiany kompacyjne zaznaczyły się w omawianych biolitytach bardzo słabo. Świadczyć o tym może między innymi brak stylolitów i mikrostylolitów.

Zarówno w koloniach masywnych, jak i koloniach krzaczystych obserwowano występowanie submikroskopowych skupień autogenicznego parytu (plansza XVIII, 1, 2).

Przeciętny stosunek CaO do MgO w dolnokarbońskich skałach węglanowych Polski wynosi 14 (Czajor, Czermiński 1960). W badanych biolitytach kulmu sowiogórskiego jest on znacznie wyższy i wynosi od 44,1 (tabela 18) w biolitytach będących koloniami krzaczystymi do 83,4 w biolitytach będących koloniami masywnymi. Warto przy tym zauważyć, że znaczna część MgO wykazanego w analizach chemicznych biolitytów związana jest z chlorytami, stanowiącymi jeden ze składników mineralnych występujących w obrębie por pierwotnych omawianych biolitytów. Należy się spodziewać, że w próbach biolitytów, w których udział por pierwotnych (a tym samym i chlorytów) jest minimalny, stosunek CaO do MgO będzie wielokrotnie wyższy. Zgodnie z propozycjami podziału skał węglanowych Leightona i Pendextera (1962) oraz Pettijohna (1975) można zatem omawiane skały określić mianem wapieni. Występowanie pewnych ilości SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O i TiO₂ (tabela 18) należy wiązać z minerałami ilastymi i pyłem litoklastycznym, które występują w porach pierwotnych, oraz z syli-

Tabela 18. Analizy chemiczne skał węglanowych kulmu sowiogórskiego (w % wag.)
Chemical analyses of carbonate rocks from the Sowie Mts. kulm (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	16,85	10,71	18,75	21,77	1,43	2,60	8,78	23,45	10,08	15,78	26,94	42,04
TiO ₂	0,23	0,15	0,26	0,21	0,06	0,05	0,15	0,20	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Al ₂ O ₃	3,79	2,71	4,28	3,84	0,96	0,57	2,32	8,88	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Fe ₂ O ₃	1,34	0,88	1,62	1,36	0,27	0,19	0,89	2,38	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
FeO	0,55	0,46	0,81	0,59	0,20	0,25	0,61	1,65	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
MnO	0,22	0,40	0,34	0,27	0,26	0,27	0,18	0,23	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
MgO	1,05	1,53	0,97	0,88	0,86	0,63	1,05	4,64	1,44	1,02	2,86	1,20
CaO	40,23	44,57	38,31	37,60	52,67	52,57	46,32	29,78	42,04	44,46	35,22	25,90
Na ₂ O	0,58	0,43	0,47	0,42	0,30	0,30	0,45	1,94	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
K ₂ O	0,72	0,65	0,97	0,87	0,20	0,15	0,56	0,57	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
P ₂ O ₅	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,08	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
H ₂ O +	1,22	1,03	1,54	1,45	0,29	0,16	0,83	3,05	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
H ₂ O -	0,25	0,19	0,24	0,23	0,04	0,03	0,09		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
R ₂ O ₃									9,80	1,52	5,36	5,60
Suma	99,87	100,00	99,77	99,95	100,01	99,59	99,75	99,53	97,26	93,23	93,68	101,34
Total												
Strata po prażeniu Weight loss after calcination	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	25,47	36,25	n.o.	n.o.	24,30
Fe ₂ O ₃ całkowite Total iron as Fe ₂ O ₃								4,21				
Suma ze stratą po prażeniu Total after calcination								99,56	98,32			100,01

* 1 – biokrudy z bioklastami częściowo zsylikowanymi (chalcedon) z Kamionek; 2 – biokrudy ze słabo zsylikowanymi bioklastami (chalcedon) z Jugowa; 3 – biokrudy z bioklastami silnie zsylikowanymi (chalcedon, autogeniczny kwarc) z Sokolca; 4 – biokrudy z bioklastami bardzo silnie zsylikowanymi (chalcedon, autogeniczny kwarc) z Kamionek; 5 – biolityt (kolonia masywna) z przejawami sylikacji (autogeniczny kwarc, chalcedon) z Jugowa; 6 – biolityt (kolonia masywna) z przejawami sylikacji (autogeniczny kwarc, chalcedon), z Kamionek; 7 – biolityt (kolonia krzaczasta) z nieznanymi przejawami sylikacji (chalcedon) i niewielką domieszką litoklastów w przestrzeniach między koralitami *Rugosa*, z Kamionek; 8 – wapień litoklastyczny z Glinna; 9–12: skrócone analizy chemiczne skał węglanowych kulmu sowiogórskiego z Kamionek (wg Żakowa, Żak 1962), skały te autorzy określili mianem wapieni marglisto-piaszczystych, margli słabo piaszczystych, margli silnie piaszczystych oraz margli piaszczysto-ilastych.

1 – biomicrudite from Kamionki with a partly silicized (chalcedony) bioclats; 2 – biomicrudite from Jugów with a slightly silicized (chalcedony) bioclats; 3 – biomicrudite from Sokolec with a strongly silicized (chalcedony, autigenic quartz); 4 – biomicrudite from Kamionki with a strongly silicized bioclats (chalcedony, autigenic quartz); 5 – slightly silicized (autigenic quartz, chalcedony) biolithite (massive colony) from Jugów; 6 – partly silicized (autigenic quartz, chalcedony) biolithite (massive colony) from Kamionki; 7 – biolithite (dendritic colony) from Kamionki with signs of a weak silicization (autigenic quartz, chalcedony) and with lithoclasts occurring in the space between *Rugosa* corallites; 8 – lithoclastic limestone from Glinno; 9–12: modified chemical analyses of carbonate rocks of the Sowie Mts. kulm from Kamionki (after Żakowa, Żak 1962). The rocks have been determined by the authors as marls-sandy limestones, sandy-poor marls, sandy-rich marls and sandy-clay marls.

każą omawianych biolitytów (kwarc autogeniczny, sferolity chalcedonowe, żyłki chalcedonowe). Na podstawie barwienia preparatów alizaryną-S stwierdzono, że z sylikacją związana była również minimalna dolomitacja omawianych skał. Nieomal regularnie obserwowano występowanie drobnych obwódek dolomitowych wokół miejsc zsylikowanych. Obwódki te (o miąższości około 0,03–0,05 mm) dostosowują się swym kształtem do zarysu obszarów zsylikowanych.

BIOMIKRYTY I BIOMIKRUDYTY

Skały te, wyróżnione zgodnie z kryteriami przewidzianymi klasyfikacją Folka (1959), zostały utworzone z bioklastów, będących fragmentami lub kompletnymi szkieletami i skorupkami *Rugosa*, *Brachiopoda*, *Lamellibranchita*, *Gastropoda*, *Ostracoda*, *Foraminifera*, *Crinoidea*, *Calcisphaera*, *Serpula*, *Bryozoa*. Pozostałe przestrzenie w skale wypełnione są mikrytowym i mikrosparytowym

mułem kalcytowym. W budowie omawianych skał uczestniczą również litoklasty, przeważnie w znikomej ilości, reprezentowane przez słabo obtoczone ziarna kwarcu, skaleni, okruchy skalne (łupki kwarcytowe i skały krzemionkowe) i minerały blaszkowe (biotyt, chloryty, fengit). Mikrytowy i mikrosparytowy muł kalcytowy zawiera również zmienne ilości zwęglonej substancji organicznej oraz drobnołuseczkowe minerały ilaste (illit, chloryty, fig. 36).

Biomikrudyty zawierają od 10 do 50% bioklastów frakcji rudytovej oraz od 20 do 40%

mikrytowego i mikrosparytowego mułu kalcytowego. Resztę stanowią bioklasty frakcji arenitowej oraz nieliczne, podobnej wielkości litoklasty. Głównym składnikiem frakcji rudytovej są niejednokrotnie silnie spłaszczone lub w różnym stopniu uszkodzone korality kolonijnych *Rugosa*, układające się dłuższą osią zgodnie ze stratyfikacją skały. Pozostałe bioklasty należące do frakcji rudytovej reprezentowane są przez fragmenty lub kompletne skorupki *Brachiopoda*, *Lamellibranchiata*, *Gastropoda*, trochity *Crinoidea* i fragmenty *Bryozoa*. Wśród bioklastów należą-

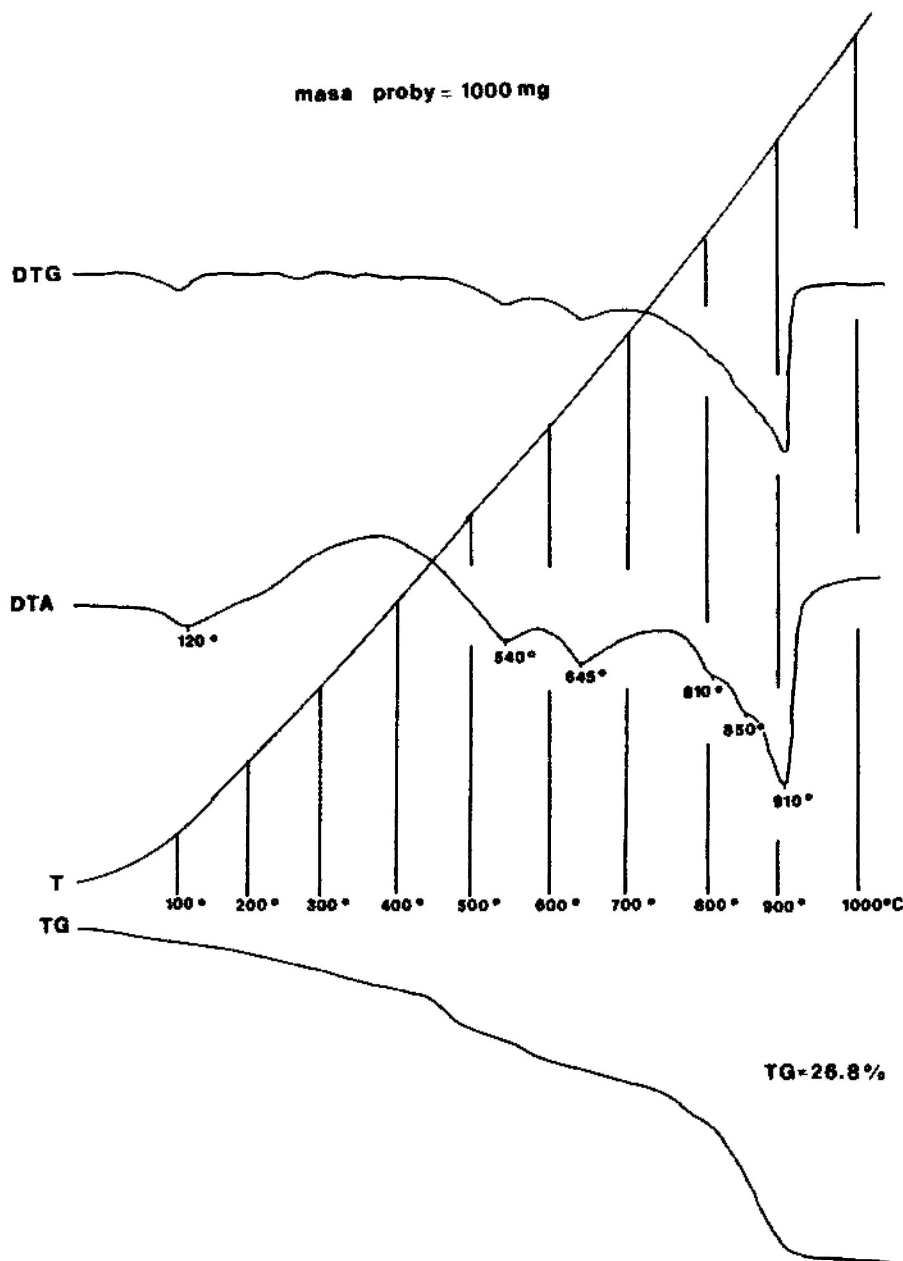


Fig. 36. Derywatogram biomikrytu z Jugowa. Występuje: kalcyt 910°, chloryty 645°, 850°, illit 120°, 540°, 810°, zwęglona substancja organiczna 250–500°C

Thermal curves of biomicrorite from Jugów. Identified phases: calcite 910°, chlorites 645°, 850°, illite 120°, 540°, 810°, coalificated organic substance 250–500°C

cych do frakcji arenitowej dominują natomiast *Brachiopoda*, *Lamellibranchiata*, *Ostracoda*, *Gastropoda*, *Foraminifera*, *Calcisphaera*, *Crinoidea*, *Serpula* i *Bryozoa*. Fragmenty koralitów kolonijnych *Rugosa* są tutaj znacznie mniej częste. Litoklasty należące do tej frakcji są jedynie uzupełniającym elementem składowym skały (plansza XIX).

W biomikrytach udział bioklastów frakcji rudytowej nie przekracza nigdy 10% objętości skały. Wyróżniono dwa podstawowe typy biomikrytów, różniące się zawartością bioklastów należących do frakcji arenitowej. Pierwszy typ reprezentowany jest przez gęsto upakowane biomikryty, złożone ze stykających się pomiędzy sobą bioklastów (plansza IX, 1, 4). Drugi typ biomikrytów reprezentowany jest przez skały złożone z bioklastów frakcji arenitowej nie stykających się pomiędzy sobą (plansza VIII). Udział luźno ułożonych bioklastów frakcji arenitowej zmienia się tutaj w szerokich granicach od 20 do blisko 50% objętości skały. W obu typach biomikrytów bioklasty reprezentowane są przez elementy szkieletowe, których skład jakościowy jest analogiczny do stwierdzonego w biomikrudytach. W porównaniu z biomikrudytami zauważa się w biomikrytach wyraźne zubożenie w rozdrobnione fragmenty kolonijnych *Rugosa*, rekompensowane dużo większą zawartością *Brachiopoda*, *Crinoidea*, *Ostracoda*, *Lamellibranchiata*, *Calcisphaera*, *Foraminifera* i *Bryozoa*. Fragmenty elementów szkieletowych są tutaj przeważnie wyraźnie obtoczone; mają zaokrąglone naroża. Warto zauważyć, że w gęsto upakowanych biomikrytach udział *Calcisphaera* i *Foraminifera* jest wyraźnie mniejszy niż w luźno upakowanych biomikrytach.

Spajający allochemy biomikrytów mało przejrzyste, zanieczyszczony substancją węglistą i minerałami ilastymi (illit, chloryty, fig. 37), mikrytowy lub mikrosparytowy muł kalcytowy stanowi podstawowe tło skalne. Udział jego zmienia się w szerokich granicach od 35% do blisko 70% objętości skały. Zrozumiałe jest, że najbardziej obficie występuje on w luźno upakowanych biomikrytach.

W skład allochemów, które występują w omawianych biomikrytach, należy również zaliczyć nieliczne, rozproszone tu i ówdzie litoklasty, reprezentowane przez słabo obtoczone ziarna monokrystalicznego kwarcu, skaleni, okruchy skalne i przeważnie silnie zwiertzałe blaszki biotyty (silnie zbrunatniałego). Spotykano tutaj także blaszki pobiotytyowego penninu i – nie wykazującego widocznych dla oka zmian – fengitu.

Minerały blaszkowe mogą w biomikrytach tworzyć również nagromadzenia mikrolaminarne. Prawie wszystkie ziarna kwarcu wygaszają faliście lub smużycie światło spolaryzowane. Wśród skaleni dominują plagioklasy (szczególnie oligoklaz An_{19-24}) zbliżone najczęściej albitowo. Skalen potasowy występuje w postaci ziarn silnie zmętniałych, z rzadko dostrzegalną kratką mikroklinową. Drobne okruchy skalne reprezentowane są przez łupki kwarcytowe i skały krzemionkowe. Okruchy skalne wyróżniają się wśród litoklastów dobrym obtoczeniem.

Przemiany diagenetyczne biomikrytów i biomikrudytów polegały, podobnie jak w biolitytach, na powszechnej mikrytyzacji bioklastów, cementacji sparytem wolnych przestrzeni w obrębie bioklastów, sylikacji bioklastów, rozpuszczaniu niezmikrytyzowanych części bioklastów i wprowadzaniu w te miejsca cementu sparytowego, który utrwalił kształt zmikrytyzowanych bioklastów, wreszcie na rekrytalizacji części mikrytu i wytworzeniu się skupień mikrosparytu oraz rozwoju niewielkich obwódek dolomitowych wokół centrów sylikacji. Cementacja bioklastów polegała tutaj na wytworzeniu się w wolnych przestrzeniach elementów szkieletowych dwu generacji cementu (cementu A i cementu B, plansza VIII, 2). Tego rodzaju cementacji najczęściej ulegały kompletne elementy szkieletowe (np. *Ostracoda*, *Foraminifera*, *Calcisphaera* i niektóre części koralitów *Rugosa*). Sylikacja i związana z nią dolomityzacja w znamienny sposób obejmowały tylko większe bioklasty, podczas gdy znajdujące się w ich sąsiedztwie drobniejsze bioklasty pozostawały przeważnie nietknięte przez ten proces. Chalcedon występuje tutaj w postaci skupień, których obecny kształt naśladuje uprzednio istniejący kształt bioklastu. Włókna chalcedonu układają się zazwyczaj w takich skupieniach prostopadle do powierzchni ograniczających. Często widoczna jest również jeszcze zdolomityzowana powłoka mikrytowa. Tego rodzaju skupienia chalcedonu należy interpretować jako powstałe przez wypełnienie rozpuszczonych uprzednio, niezmikrytyzowanych części bioklastów. Chalcedon może występować również w postaci nieregularnych sferolitów, które bywają związane miejscem występowania z bioklastami. Spotykane bywają również rozetowe skupienia autogenicznego kwarcu (do 1,0 mm średnicy).

Mikrytyzacja bioklastów polegała w biomikrytach i biomikrudytach na wytworzeniu się powłoki mikrytowej na większości elementów szkieletowych. Przeważnie są to powłoki niekompletne.

Kontakt powłoki mikrytowej z nienaruszonym mikrytyzacją wewnątrz bioklastów jest bardzo nierówny. Miąższość takich powłok zmienia się od 0,01 mm do blisko 0,1 mm. Po wytworzeniu się powłok mikrytowych większość bioklastów uległa rozpuszczeniu, a powstałe w taki sposób wolne przestrzenie zostały następnie wypełnione cementem sparytowym lub chalcedonem. W rezultacie można stwierdzić, że większość bioklastów jest tutaj zachowana w postaci sparytowych lub chalcedonowych odlewów, otoczonych pow-

łoką mikrytową zmiennej grubości, najczęściej niekompletną. Mikrytyzacja najdrobniejszych bioklastów prowadziła przeważnie do całkowitego zastąpienia mikrytem i wytworzenia się grudkowych skupień mikrytu. Takie skupienia mikrytu należy interpretować jako zwarte, zmikrytyzowane fragmenty szkieletowe o zatartej strukturze wewnętrznej (Bathurst 1966, 1971).

Efektom rekrytalizacji jest przejście niektórych obszarów zajętych uprzednio przez mikrytowy muł kalcytowy w mikrosparyt. Kontury pól

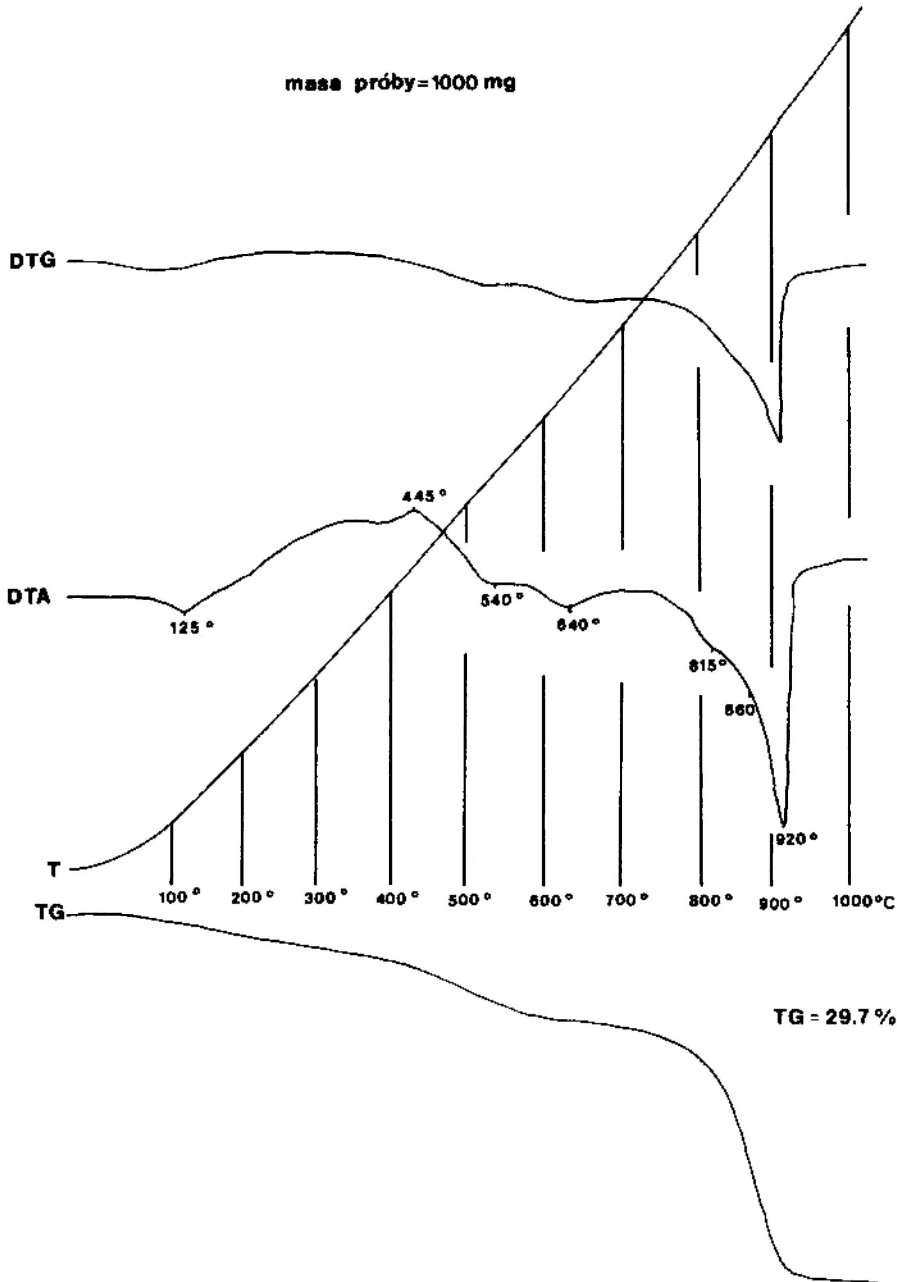


Fig. 37. Derywatogram biomikrytu (z minimalną ilością allochemów), Sokolec. Występuje: kalcyt 920°, chloryty 640°, 860°, illit 120°, 540°, 815°, piryt 445°, zwęglona substancja organiczna 200–500°C

Thermal curves of biomicroite (with small amounts of allochems), from Sokolec. Identified phases: calcite 920°, chlorites 640°, 860°, illite 120°, 540°, 815°, pyrite 445°, coalificated organic substance 200–500°C

mikrosparytowych są przeważnie rozmyte, gradacyjne i można mówić o stopniowym przechodzeniu skupisk mikrosparytu w otaczający mikryt. Poszczególne pola mikrosparytu wyróżniają się lepszą przejrzystością w porównaniu ze słabo przejrzystym, ciemnym mikrytem. Ilość mikrosparytu jest tutaj tak duża, że często poszczególne skupienia łączą się ze sobą drobnymi wypustkami. W odróżnieniu od biolitytów, aureole wokół bioklastów tworzy najczęściej mikrosparyt.

Z obszarami zsyfikowanymi wiążą się drobne skupienia autogenicznego pirytu. Powstałe wokół nich, wskutek utlenienia, charakterystyczne aureole hematytowe ułatwiają ich identyfikację mikroskopową. Ponadto, jak już wyżej wspomniano, z obszarami sylikacji wiąże się dolomityzacja, obejmująca przeważnie bardzo wąską strefę mikrosparytu otaczającego bezpośrednio centra sylikacji. Przemiany kompakcyjne zaznaczyły się w omawianych biomikrytach i biomikrudytach bardzo słabo. Polegały one na skruszeniu wielu elementów szkieletowych, szczególnie tych o większych rozmiarach, już po utworzeniu się powłok mikrytowych. Wnioskować o tym można na podstawie występowania obok siebie fragmentów szkieletowych, należących uprzednio do jednej całości. Świadczy o tym również fakt braku powłoki mikrytowej w miejscach przelamania. O braku silniejszego oddziaływania kompaktacji może świadczyć również brak stylolitów i mikrostylolitów w omawianych skałach.

Stosunek CaO do MgO wynosi od 29,1 do

42,7 i jest wyraźnie niższy niż w biolitytach (tabela 18). Spowodowane jest to obecnością większej ilości minerałów niewęglanowych. Wskazuje na to między innymi relatywnie większa zawartość SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , wreszcie FeO i Fe_2O_3 (tabela 18). Szczególnie duża zawartość SiO_2 wynika z powszechnie obserwowanej sylikacji (chalcedon, autogeniczny kwarc) zawartych w biomikrytach i biomikrudytach bioklastów. W porównaniu z biolitytami jest ona bardziej zaawansowana.

WAPIENIE LITOKLASTYCZNE

Wapienie litoklastyczne mają przeważnie budowę ławicową, z dobrze zaznaczoną podzielnością. Powierzchnie podzielności wyścielone bywają często błoną smolącej substancji węglistej. Skały te zawierają bogato reprezentowany komponent allochemiczny, tj. litoklasty: kwarc, skalenie, minerały blaszkowe, okruchy skalne, oraz bioklasty: fragmenty i całe elementy szkieletowe *Brachiopoda*, *Crinoidea*, *Gastropoda*, *Lamellibranchiata*, *Calcisphaera*, *Foraminifera*. Często w ich budowie uczestniczą również szczątki pochodzenia roślinnego (spory, zwęglone fragmenty łodyg i liści, plansza VI, 1, 3). Allochemy rozmieszczone są w mikrosparytowym, mikrytowym lub nawet sparytowym tle skalnym (kalcyt, fig. 38).

Bioklasty nie są w tych skałach stałym składnikiem i ich udział w budowie poszczególnych ławic ulega dużym zmianom. Malejący lub wzra-

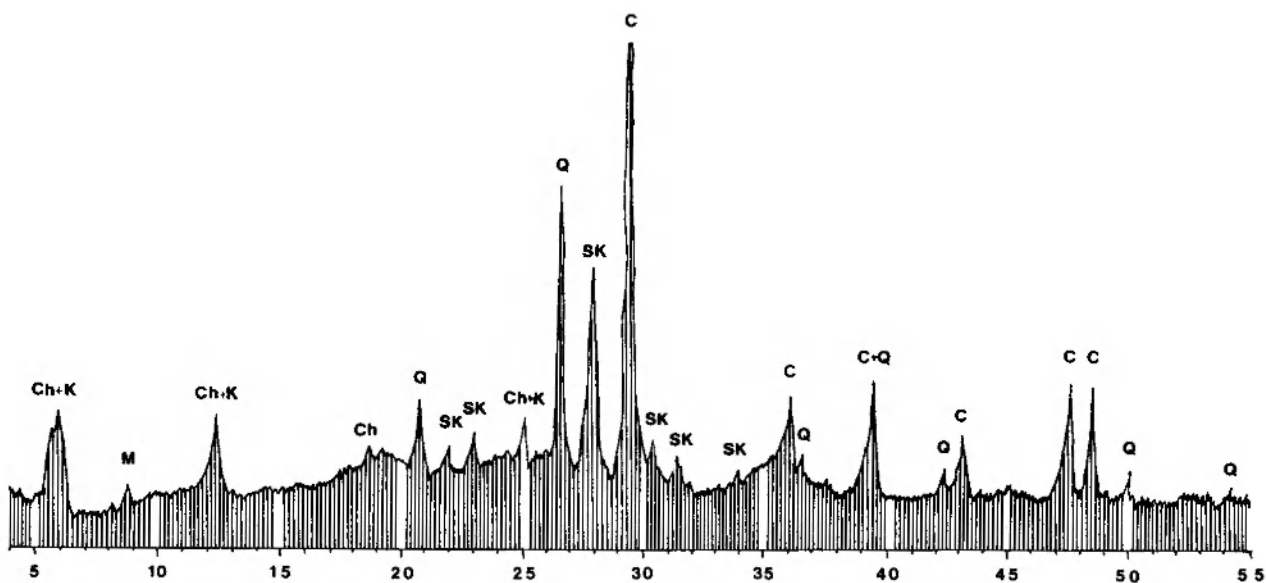


Fig. 38. Dyfraktogram wapienia litoklastycznego, Glinno. C – kalcyt; Q – kwarc; SK – skalenie; Ch – chloryty; K – kaolinit; M – łyszczyki

X-ray diffraction powder pattern of lithoclastic limestone from Glinno. C – calcite; Q – quartz; SK – feldspars; Ch – chlorites; K – kaolinite; M – micas

stający udział bioklastów jest skorelowany z zawartością litoklastów. W rezultacie można mówić o istnieniu szeregu pośrednich typów skalnych między „czystymi” biomikrudytami czy też biomikrytami (tj. takimi skałami węglanowymi, w których udział litoklastów jest minimalny, a decydujące znaczenie mają jedynie bioklasty rozmieszczone w mikrytowym lub mikrosparytowym tle skalnym) i „czystymi” wapieniami litoklastycznymi (tj. takimi skałami węglanowymi, które

charakteryzuje obfitość litoklastów i minimalna liczba bioklastów rozmieszczonych w mikrytowym, mikrosparytowym czy też sparytowym tle skalnym). Równocześnie warto zauważyć, że szczególnie bogate w litoklasty wapień litoklastyczne można tutaj traktować jako ogniwo łączące je z współwystępującymi w odsłonięciach subszarogłazami i mułowcami szarogłazowymi (plansza XVII). Wskazuje na to między innymi porównanie składu jakościowego litoklastów wa-

Tabela 19. Charakterystyka teksturalna wapieni litoklastycznych kulmu sowiogórskiego (w % obj., analizy mikrometryczne).
Summary of textural characteristics of lithoclastic limestones from the Sowie Mts. kulm (vol. %, modal analyses).

			Sokolec	Jugów	Kamionki	Glinno	
Allochemy Allochems	Litoklasty Lithoclasts	Kwarc Quartz	8,6	15,7	9,8	10,8	
		Skalenie Feldspars	7,5	4,8	6,3	8,7	
		Minerały blaszkowe Layer silicates	Biotyt Biotite	2,9	7,1	3,2	1,3
			Jasne łyszczyki White micas	0,7	1,4	2,1	0,9
			Chloryty Chlorites	0,2	0,7	0,3	0,3
		Okruchy skalne Rock fragments	Kwarcyty Quartzites	0,1	0,3	0,1	0,2
			Skały krzemionkowe Siliceous rocks	4,8	2,2	3,5	2,9
			Gnejsy Gneisses	0,4	0,7	0,1	0,5
			Łupki kwarcowo-łyszczykowe Quartz-mica schists	2,8	2,6	4,6	3,6
			Fyllity Phyllites	1,3	0,5	1,1	0,8
Inne Others	0,7		0,9	0,7	0,5		
Bioklasty Bioclasts	Brachiopoda	4,2	2,7	6,1	1,8		
	Crinoidea	1,6	0,3	0,4	—		
	Gastropoda	0,8	0,2	0,8	0,2		
	Lamellibranchiata	1,2	1,6	0,6	2,9		
	Calcisphaera Foraminifera	0,6 0,1	0,4 —	0,9 0,1	— —		
Zwęglone szczątki pochodzenia roślinnego (spory, fragmenty łodyg i liści) Coaly plants remains (spores, fragments of stalks and leaves)			0,8	2,1	3,6	4,2	
Tło skalne Matrix	Mikryt Micrite	16,8	14,6	5,9	—		
	Mikrosparyt Microsparite	43,0	39,6	49,2	32,2		
	Sparyt Sparite	—	—	—	27,1		
	Minerały ilaste Clay minerals	0,2	0,4	0,3	1,3		
	Minerały nieprzezroczyste i inne (Opaque and others minerals)			0,7	1,2	0,3	0,6

pieni litoklastycznych i składników szkieletu ziarnowego subszarogłazów czy mułowców szarogłazowych (tabela 14, 16, 19).

Wielkość litoklastów mieści się przeważnie w przedziale przewidzianym dla frakcji arenitowej. Tylko w niektórych ławicach zauważa się liczniejsze litoklasty należące do frakcji rudytowej. W niewielkiej ilości występuje tutaj także pył litoklastyczny (o rozmiarach poniżej $4,0\phi$ wg skali Krumbeina 1934). Obok litoklastów zupełnie dobrze obtoczonych obserwowano również ziarna ostrokrawędziste, nie wykazujące nawet śladów obtaczania. Dotyczy to szczególnie ziarn mineralnych (np. skaleni). Charakterystyka petrograficzna litoklastów pokrywa się z charakterystyką analogicznych składników szkieletu ziarnowego subszarogłazów.

Przeważnie mikrosparytowe tło skalne wyróżnia się strukturą ksenotopiczną (*sensu* Friedman 1965). Podrzednymi składnikami tła skalnego są również mikryt i sparyt (tabela 19).

Mikryt występuje najczęściej w postaci nieregularnych skupień o gradacyjnych granicach, „rozplywających” się jakby w mikrosparytowym tle. Innym sposobem występowania mikrytu są nieliczne peloidy. Można wyróżnić dwie grupy różniących się morfologią peloidów. Do pierwszej należy zaliczyć grudki mikrytu, które nie ujawniają żadnych struktur wewnętrznych, o foremnych kształtach (wielobocznych) i ostro zaznaczonych granicach. Mogą to być drobne bioklasty, które uległy całkowitej mikrytyzacji. Do drugiej grupy należą natomiast te skupienia mikrytu, które również nie ujawniają żadnych struktur wewnętrznych i mają ostre granice, lecz wyróżniają je wałeczkowate i kuliste kształty. Rozmiary elementów wałeczkowatych mieszczą się przeważnie poniżej 0,06 mm i można je interpretować jako grudki kałowe (Kutek 1969), natomiast rozmiary elementów kulistych osiągają nawet 1,5 mm i zawierają niekiedy detrytyczne jądro, w związku z czym zinterpretowano je jako zmikrytyzowane ooidy.

Sparyt występuje natomiast w tle skalnym w postaci charakterystycznych aureoli wokół litoklastów i niektórych bioklastów. Aureole te mają granice gradacyjne i w dalszej odległości od klastów obserwowano stopniowe przechodzenie sparytu w mikrosparyt. Sparyt tworzący aureole wokół klastów ma niekiedy budowę radialną, która tworzy się wskutek wzrostu kryształów od powierzchni klastów i ich palisadowego ułożenia. W szczególnie bogatych w sparyt wapieniach litoklastycznych można obserwować łączenie się po-

szczególnych aureoli i powstawanie w ten sposób jednolitego tła sparytowego. Poszczególne rodzaje tła skalnego (mikrytowe, mikrosparytowe i sparytowe) można doskonale wyodrębnić w preparatach mikroskopowych na podstawie stopnia ich przejrzystości. Ponieważ mikrosparyt jest zasadniczym rodzajem tła skalnego, to skupienia mikrytu i sparytu wyróżniają się w jego tle odpowiednio brakiem przejrzystości lub też bardzo dobrą przejrzystością.

Przemiany diagenetyczne wapieni litoklastycznych polegały, podobnie jak w biolitytach, biomikrytach i biomikrudytach, na powszechnej mikrytyzacji bioklastów, rozpuszczaniu niezmikrytyzowanego fragmentu bioklastu i wprowadzeniu w to miejsce cementu sparytowego, który utrwalił zewnętrzny kształt bioklastów, oraz cementacji sparytem wolnych przestrzeni we wnętrzach bioklastów (podobna cementacja dokonywała się również we wnętrzach spor – plansza VI, 1), obrastaniu sparytem litoklastów i bioklastów, wreszcie na rekrystalizacji części mikrytu i wytworzeniu się mikrosparytu. Procesy te zostały już bliżej scharakteryzowane przy okazji omawiania innych skał węglanowych. Tutaj należy natomiast podkreślić proces tworzenia się pseudomorfoz kalcytowych po niektórych litoklastach (np. skaleniach), którego przejawów nie dostrzegano w uprzednio omawianych rodzajach skał węglanowych kulmu sowiogórskiego.

Intensywna korozja wielu litoklastów przez cement kalcytowy jest jedną z najbardziej charakterystycznych cech wapieni litoklastycznych. W pierwszej kolejności wypieraniu przez sparyt ulegały plagioklasy, dopiero w następnej fazie dostrzega się słabo zaawansowaną korozję kwarcu. Najbardziej odpornie zachowują się minerały blaszkowe. Identyfikacja wielu poskaleniowych pseudomorfoz możliwa jest jedynie na podstawie zachowanych tu i ówdzie reliktyw zastępowanego minerału. Sparyt wypełniający pseudomorfozy w odróżnieniu od sparytu, który tworzy aureole wokół niektórych klastów, wyróżnia się postaciami hipidiotopicznymi i poikilotopicznymi oraz znacznie większymi rozmiarami. Wypieranie plagioklazów przez sparyt poprzedzane było zwykle intensywną kaolinityzacją skaleni. Często jest ona tak daleko posunięta, że mamy tutaj do czynienia jedynie z pseudomorfozami kaolinitowymi po skaleniach.

Do przemian diagenetycznych należy również zaliczyć krystalizację sparytu wśród pakietów minerałów blaszkowych. W rezultacie prowadziło to do charakterystycznego rozwarstwienia pakietów

blaszkowych na pojedyncze blaszki, poprzedzielane soczewkowatymi skupieniami sparytu lub monokryształami kalcytu (mikroskopowo przypomina to bardzo tkankę, której komórki wypełnione są sparytem i mają soczewkowaty pokrój).

Warto podkreślić, że w omawianych wapieniach litoklastycznych nie stwierdzono wyraźniejszych znamion sylikfikacji i związanej z nią dolomityzacji. Sylikfikacja i dolomityzacja ograniczają się tutaj do występowanie nielicznych, nieregularnych sferolitów chalcedonowych, związanych występowaniem z bioklastami.

Stosunek CaO do MgO wynosi 6,4 (tabela 18) i jest wielokrotnie niższy niż w biolitytach, bio-

mikrytach i biomikrudytach. Jest oczywiste, że spowodowane jest to dużą zawartością minerałów niewęglanowych (wskazuje na to również relatywnie bardzo duża zawartość SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , FeO i Fe_2O_3).

ZLEPIENIE KWARCOWE

Główną część ławic utworzonych przez omawiane skały można określić mianem zlepieńców średnioziarnistych i drobnoziarnistych (od -2 do -7ϕ wg skali Krumbeina 1934). Wśród nich spotyka się także soczewy zlepieńców gruboziarnistych (od -7 do -8ϕ) oraz nieliczne ławice

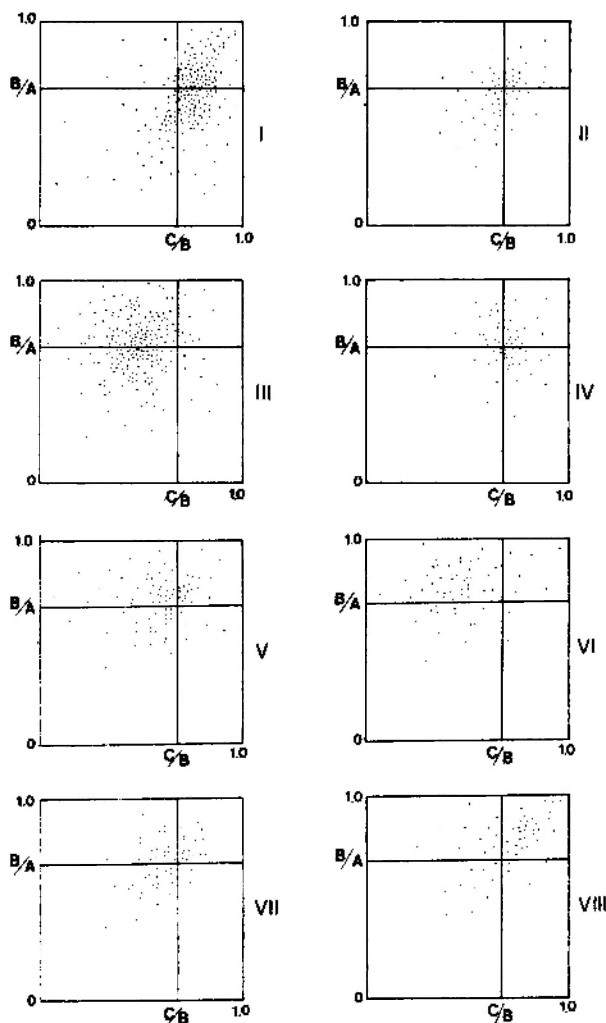


Fig. 39. Diagramy kształtu otoczków zlepieńców kwarcowych kulmu sowiogórskiego (wg metody Zingga 1935). I – kwarc żyłowy + kwarcyt; II – gnejsy sowiogórskie; III – łupki kwarcytowe, łupki kwarcytowo-serycytowe, łupki kwarcytowo-chlorytowe, łupki krzemionkowe, fyllity, łupki serycytowe, łupki łuszczkowe; IV – lidyty, jaspis; V – metamułowce, metapiaskowce, metazlepieńce; VI – łupki ilaste, łupki ilasto-mułowcowe; VII – subszarogłazy, szarogłazy, arkozy, drobnoziarniste zlepieńce; VIII – skały magmowe

Shapes of pebbles from quartz-conglomerates of the Sowie Mts. kulum (according to the Zingga method 1935). I – vein quartz + quartzite; II – the Sowie Mts. gneisses; III – quartzite schists, quartzite-sericite schists, quartzite-chlorite schists, siliceous schists, phyllites, sericite schists, mica schists; IV – lydite, jasper; V – metamudstones, metasandstones, metaconglomerates; VI – shales, clay-mudstone shales; VII – subgreywackes, greywackes, arkoses, fine-grained conglomerates; VIII – igneous rocks

piaskowców bardzo gruboziarnistych (od 0 do -1ϕ). Największe otoczaki, które zdołano zaobserwować w odsłonięciach, nie przekraczały 0,35 m średnicy.

Duży udział piaszczystego tła skalnego sprawia, że wiele ławic można określić mianem parazlepieńców. W tego rodzaju zlepieńcach ziarna należące do szkieletu ziarnowego „pływają” w obfitej, piaszczystej matrix, nie stykając się przeważnie pomiędzy sobą. Udział piaszczystej matrix może przekraczać nawet 50% objętości skały. Część ławic, stosunkowo ubogich w matrix, z otoczkami stykającymi się pomiędzy sobą, należy określić jako ortozlepieńce. W rezultacie można omawiane skały określić ogólnie jako stojące na pograniczu orto- i parazlepieńców, przy czym te ostatnie są typem częściej spotykanym. Lepiej przemyte ortozlepieńce tworzą przeważnie duże soczewy wśród gorzej przemytych, rozcieńczonych piaszczystą matrix i jednocześnie lepiej uławiconych parazlepieńców.

Obtoczenie ziarna jest dobre i bardzo dobre (zarówno w ławicach parazlepieńców, jak i w soczewach ortozlepieńców). Mieści się ono w czwartej i piątej klasie stopnia obtoczenia (zgodnie z wzorcem Krumbeina i Slossa 1963). Ziarna mają przeważnie bardzo dobrze wyrównaną i oglądaną powierzchnię. Kształt ich uzależniony jest w znacznej części od rodzaju skały, która je tworzy (fig. 39). Najczęstsze są ziarna dyskooidalne i elipsoidalne, rzadsze kuliste i wrzecionowate.

W składzie szkieletu ziarnowego omawianych zlepieńców dominują otoczaki skał bardzo odpornych na wietrzenie. Do grupy tej należy zaliczyć różnorakie otoczaki kwarcu żyłowego, kwarcytów, łupków kwarcytowych, skał krzemionkowych itp. Obecność znacznej liczby otoczek zbudowanych z różnych postaci krzemionki legła u podstaw określenia omawianych skał mianem zlepieńców kwarcowych (Żakowa, Żak 1962; Żakowa 1966). W przeszłości stosowano również nazwę „zlepieńce kwarcowe z wariolitami” (Quarzkonglomerate mit Variolitgeröllen, Dathe 1904a). Jak wykazała już Dziedzicowa (1953), udział otoczek wariolitu jest w omawianych zlepieńcach znikomy (wręcz problematyczny!) i stosowanie tego określenia jest zupełnie nieuzasadnione, a nawet mylące. Do analogicznych wniosków doszli również Żakowa i Żak (1962). Wniosek ten znalazł całkowite potwierdzenie w trakcie obecnie przeprowadzonych badań.

Statystyka składników szkieletu ziarnowego była już przedmiotem badań Dziedzicowej (1953) oraz Żakowej i Żaka (1962). Ponieważ wyniki ich

ustaleń znalazły potwierdzenie w obecnie przeprowadzonych badaniach, skoncentrowano się na przedstawieniu charakterystyki petrograficznej poszczególnych grup otoczek oraz na określeniu relacji istniejących między nimi. Na podstawie pochodzenia i najważniejszych cech wspólnych podzielono otoczaki tworzące szkielet ziarnowy omawianych zlepieńców na:

- otoczaki kwarcu żyłowego (różnego pochodzenia). Są to kwarcy szare, mleczne, żółtawe, różowawe, zielonkawe, rdzawe, brunatnawe, przejrzystoszare itp.;

- otoczaki gnejsów sowiogórskich;

- otoczaki skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej (są to otoczaki kwarcytów, łupków kwarcytowych, łupków kwarcytowo-serycytowych, łupków kwarcytowo-chlorytowych, fylitów, łupków serycytowych, łupków łuszczkowych, litytów, jaspisów, łupków krzemionkowych, metazlepieńców, metapiaskowców i metamułowców – stopniem metamorfizmu odpowiadają facji zieleńcowej);

- otoczaki skał wchodzących uprzednio w skład niezmetamorfizowanej formacji osadowej, wykształconej w facji kulmu (są to otoczaki skał drobno- i średniookruchowych o charakterze sub- i szarogłazowych oraz otoczaki i zrolowane fragmenty ławic miękkich łupków ilastych zawierających stosunkowo dużo substancji węglistej);

- otoczaki różnorodnych skał magmowych wylewnych i głębinowych, w części również nieco zmetamorfizowanych (są to otoczaki różnorodnych porfirów, granitów, gabr, diabazów, zieleńców z zachowaną tu i ówdzie więzłą ofitową itp.).

Już z przytoczonego zestawienia jasno wynika, że są to zlepieńce polimiktyczne, ekstraformacyjne. Główną część otoczek w omawianych zlepieńcach stanowią okruchy skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej oraz otoczaki kwarcu żyłowego (fig. 40).

Kwarc żyłowy – zróżnicowanie otoczek wyraża się stopniem przejrzystości, barwą (wynikającą z obecności drobnych wrostków tlenków Fe – barwy różowawe, rdzawe, brunatnawe, wrostków chlorytów – barwy żółtawozielonkawe oraz wrostków minerałów nieprzezroczystych – barwy szarawe) i sposobem zazębienia się kryształów kwarcu. Jedną z najbardziej charakterystycznych cech niektórych otoczek kwarcowych jest występowanie w nich robaczkowatych agregatów słabo dwójłomnych chlorytów ($\Delta = 0,001$), o zielonkawej barwie i słabym pleochroizmie

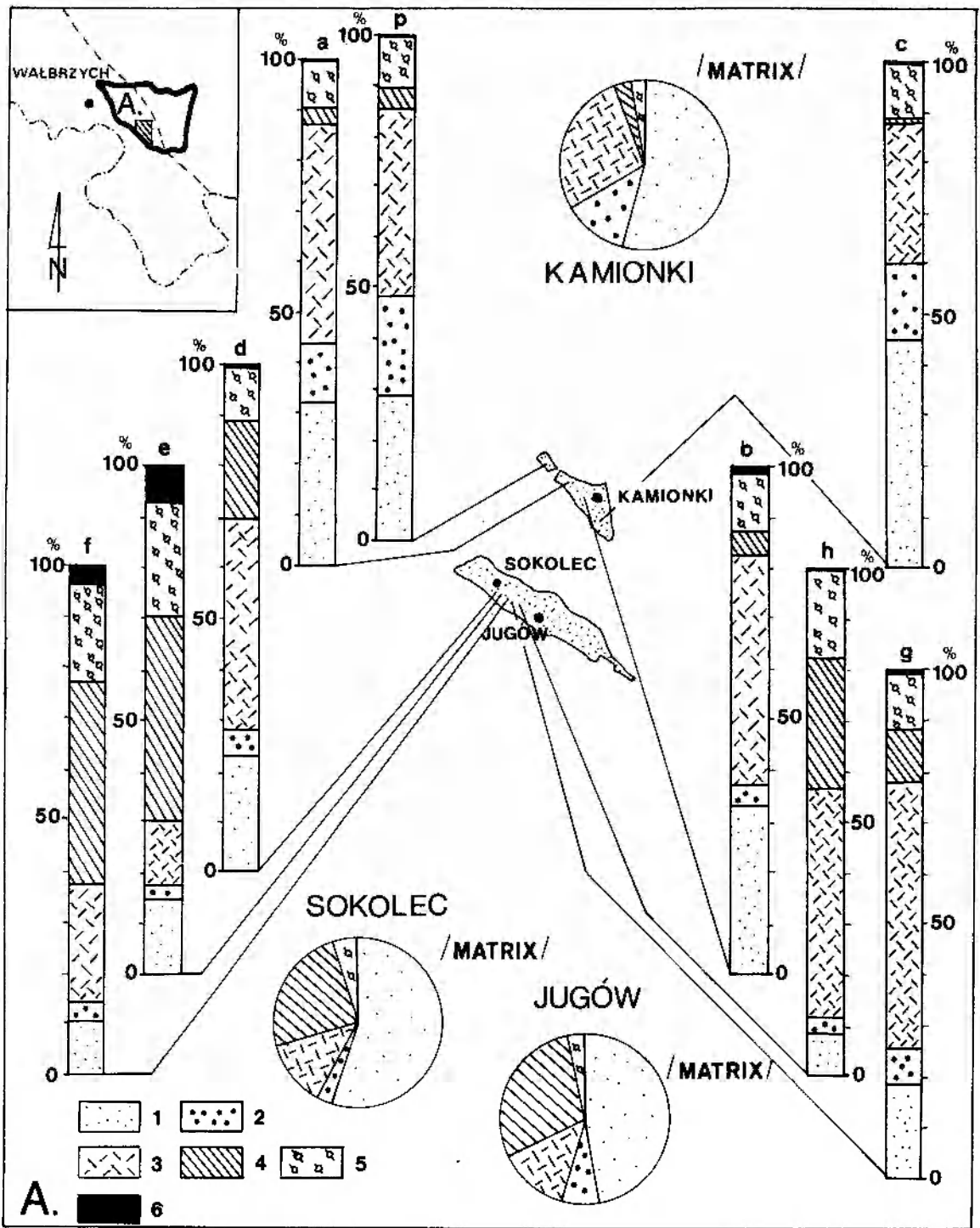


Fig. 40. Skład petrograficzny zlepieńców kwarcowych kulumu sowiogórskiego (diagramy słupkowe – szkielet ziarnowy, diagramy kołowe – matrix). 1 – kwarc żyłowy; 2 – gnejsy sowiogórskie; 3 – otoczaki skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej (kwarcyty, łupki kwarcytowe, łupki kwarcytowo-serycytowe, łupki kwarcytowo-chlorytowe, fylity, łupki serycytowe, łupki lyszczycowe, lidyty, jaspisy, łupki krzemionkowe, metazlepieńce, metapiaskowce i mułowce); 4 – otoczaki skał wchodzących uprzednio w skład niezmetamorfizowanej formacji osadowej, wykształconej w facji kulumu (łupki ilaste, łupki ilasto-szarogłazowe, szarogłazy, subszarogłazy, arkozy, drobnoziarniste zlepieńce polimiktyczne); 5 – otoczaki skał magmowych, w części również nieco zmetamorfizowanych (porfiry, granity, gabra, diabazy, zieleńce z zachowanymi strukturami ofitowymi); 6 – nie oznaczone z powodu silnego zwietrzienia

Petrographical composition of quartz-conglomerates from the Sowie Mts. kulum (columns – framework, circle diagrams – matrix). 1 – vein quartz; 2 – the Sowie Mts. gneisses; 3 – pebbles of rocks that previously formed metamorphosed sedimentary formation (quartzites, quartzite schists, quartzite-sericite schists, quartzite-chlorite schists, phyllites, sericite schists, mica schists, lydites, jaspers, siliceous schists, metaconglomerates, metasandstones and metamudstones); 4 – pebbles of rocks that previously formed unmetamorphosed sedimentary formation (kulum), (shales, clay-greywacke shales, greywackes, subgreywackes, arkoses, fine-grained polymictic conglomerates); 5 – pebbles of partly metamorphosed igneous rocks (porphyry, granite, gabbro, greenstones, with the preserved ophitic texture); 6 – undetermined strongly weathered rocks

(pennin?). W nielicznych otoczkach kwarcu stwierdzano również pojedyncze kryształki albitu (An_4) i mikroklinu. Otoczki kwarcowe złożone są przeważnie z kwarcu grubokrystalicznego, wygaszającego faliście światło spolaryzowane. Kryształki te zazębiają się ze sobą bardzo nierówną, silnie ząbkowaną linią. Spotykano także mniej liczne otoczki złożone z silnie wydłużonych kryształów o wygaszaniu spokojnym, zazębiające się wzdłuż linii prostych. Dzięki obecności otoczek, będących w części kwarcem żyłowym, a w części skałą, w obrębie której żyła kwarcowa występowała, można obecnie wskazać ich skały macierzyste (tj. takie, w których uprzednio występowały). Skałami macierzystymi żył kwarcowych były skały krystaliczne kry sowiogórskiej i zmetamorfizowana regionalnie formacja osadowa.

Gnejsy – różnoraki zespół otoczek gnejsowych odzwierciedla całkowicie zestaw skalny współcześnie odsłoniętej części kry sowiogórskiej. Charakterystyka petrograficzna skał tworzących omawiane otoczki znajduje się w bogatej literaturze omawiającej skały kry sowiogórskiej (Połański 1954; Morawski 1960, 1962, 1963a, b, 1964, 1973; Juskowiak, Ryka 1960; Kryza 1976, 1977, 1978, 1981). Warto jedynie zauważyć, że wśród otoczek gnejsowych najczęściej stwierdzano gnejsy fibrolitowe, paragnejsy biotytowo-oligoklazowe, paragnejsy biotytowo-oligoklazowe z granatami oraz ortognejsy biotytowo-plagioklazowe i oczkowe. Szczególnie charakterystyczne są tutaj zwłaszcza otoczki gnejsów fibrolitowych zawierające liczne, guzkowate skupienia fibrolitu rozsiane w postaci białawych plamek na szarym tle otoczka.

Kwarcyty, łupki kwarcytowe, łupki kwarcytowo-serycytowe, łupki kwarcytowo-chlorytowe – ten bogaty zespół różnobarwnych otoczek różnicuje się na podstawie cech teksturalnych i strukturalnych. Otoczki kwarcytów wyróżniają się brakiem cech kierunkowych i zlewną strukturą. Są przeważnie średnio- i grubokrystaliczne. Poszczególne kryształki zazębiają się ze sobą zatkowo i wykazują faliste wygaszanie światła. Często otoczki pocięte są licznymi żyłkami mlecznego kwarcu o miąższości do 2,3 cm. Z minerałów akcesorycznych rozpoznano szerl. Spłaszczone otoczki łupków kwarcytowych cechuje tekstura drobnolaminowana (o grubości lamin do 1,5 mm) i struktura drobnokrystaliczna. Poszczególne kryształki kwarcu zazębiają się ze sobą w sposób mozaikowy i wyciągnięte są zgodnie z płaszczyznami łupkowej podzielności. Powierzchnie złupkowania wyścielone bywają serycytem

lub drobnoblaszkowymi chlorytami i grudkami minerałów nieprzezroczystych. Zielonkawe chloryty o słabym pleochroizmie i niskiej dwójłomności ($\Delta = 0,002$ do $0,007$, klinochlor, pennin) mogą się grupować w robaczkowate laminy. Takie otoczki określano mianem łupków kwarcytowo-chlorytowych. Otoczki, zawierające zamiast lamin chlorytowych smużyste skupienia drobnoluseczkowego serycytu, określano mianem łupków kwarcytowo-serycytowych. Łupki kwarcytowo-serycytowe mogą występować również w postaci otoczek będących przerostami z fyllitami. Omawiane otoczki pocięte są często drobnymi żyłkami kwarcowymi (o miąższości poniżej 0,2 mm).

Fyllity, łupki serycytowe, łupki łyszczykowe – otoczki tych skał mają dobrze ukształtowaną teksturę kierunkową i cechuje je bardzo dobra podzielność drobnopłytkowa. Otoczki fyllitów wyróżniają się obecnością mikrofałdków (gufraz) oraz jedwabistym lub srebrzystostalowym połyskiem. Złożone są z naprzemianlegle występujących, grubszych warstewek łyszczykowo-chlorytowych lub chlorytowo-łyszczykowych i cieńszych warstewek kwarcowych. Warstewki złożone z minerałów drobnoblaszkowych tworzy serycyt i klinochlor. Wśród drobnoluseczkowych skupień serycytu spotykane są także nieco większe blaszki muskowitu. Drobnokrystaliczny, ksenomorficzny, zazębiający się mozaikowo kwarc osiąga wymiary od 0,03 do 0,06 mm. Kryształki kwarcu wyciągnięte są zgodnie z teksturą kierunkową skały i wygaszają faliście światło. Kwarc bywa przetykany serycytem. Spotykane są tutaj również drobne kryształki rutylu i minerałów nieprzezroczystych. Łupki serycytowe, o charakterystycznie srebrzystym połysku, złożone są z wyciągniętych kierunkowo, drobnoluseczkowych skupień serycytu, opływających silnie wydłużone soczewkowate agregaty drobnokrystalicznego, ksenomorficznego, zazębiającego się mozaikowo kwarcu, wygaszającego faliście światło. Wiele pakietów serycytowych jest poprzesuwanym względem siebie wzdłuż płaszczyzn złupkowania wyścielonych rdzawo przeświecającymi tlenkami żelaza. Otoczki łupków łyszczykowych są przeważnie bardziej grubowarstewkowe. Naprzemianlegle występujące warstewki złożone są z łyszczyków (muskowit, nieco biotytu, który tu i ówdzie uległ penninizacji) i kwarcu. Różnice między poszczególnymi warstewkami polegają na zmiennej zawartości kwarcu, który występuje w postaci drobnokrystalicznej, ksenomorficznej lub w postaci soczewkowatych agregatów, złożonych również z drobnokrystalic-

cznych, ksenomorficznych, mozaikowo zażębiających się kryształów. Akcesorycznie występuje cyrkon, turmalin i minerały nieprzezroczyste.

Lidyty, jaspisy, łupki krzemionkowe – otoczaki tych skał wyróżniają się silnie zatartymi strukturami pierwotnymi. Jedynie w kilku przypadkach obserwowano występowanie reliktowych struktur, które interpretowano jako ślady elementów szkieletowych. Tę część otoczków homogenicznych skał krzemionkowych, która charakteryzowała się czarną lub szaroczną barwą (spowodowaną obecnością substancji węglistej) i obecnością reliktowych struktur pierwotnych, określano mianem lidyków, natomiast podobne, lecz zawierające rdzawoczerwony pigment tlenków żelaza, określano jako jaspisy. Skały te złożone są z mikrokrystalicznego kwarcu i nielicznych sferolitów chalcedonowych. W tle mikrokrystalicznego kwarcu spotykano również agregaty drobnokrystalicznego, ksenomorficznego, zażębiającego się mozaikowo kwarcu, o nieostrych, gradacyjnych konturach. Pozostała część różnobarwnych skał krzemionkowych, która charakteryzowała się mniej lub bardziej wyraziście zaznaczoną teksturą kierunkową (charakterystyczną smużyistością spowodowaną wyciągnięciem mikrokrystalicznego kwarcu zgodnie z kierunkiem złupkowania lub naprzemianległym występowaniem warstewek grubiej i drobniej krystalicznego kwarcu) określono mianem łupków krzemionkowych. W odróżnieniu od jaspisów i lidyków stosunkowo często spotykano tutaj drobne łuseczki serycytu pomiędzy kryształkami kwarcytu (szczególnie w warstewkach nieco bardziej grubokrystalicznego kwarcu), równomiernie rozmieszczone w tle skalnym i układające się zgodnie z teksturą kierunkową skały. Otoczaki lidyków, jaspisów i łupków krzemionkowych pocięte są licznymi żyłkami mlecznego kwarcu. W jaspisach obserwowano również drobne spękania wyścielone hematytem. Spotykano tutaj również otoczaki będące w części lidytem, jaspisem lub łupkiem krzemionkowym, a w pozostałej części kwarcem żyłowym.

Metamułowce, metapiaskowce, metazlepieńce – skały te różnią się od kwarcytów i łupków kwarcytowych ziarnistą budową, często obfitym występowaniem matrix i cementu. Szkielet ziarnowy w metamułowcach i drobnoziarnistych metapiaskowcach złożony jest z kwarcu i podrzędnie ziarn skaleni (albit, oligoklaz, mikroklin). Szkielet ziarnowy bardziej gruboziarnistych metapiaskowców i metazlepieńców zawiera ponadto liczne okruchy różnego typu łupków krystalicznych, kwaśnych skał magmowych wylewnych o

więźbie porfirowej oraz gnejsów. Tło skalne tworzą silnie zdeformowane plastycznie minerały blaszkowe (chloryty, biotyt, muskowit). Składniki ziarniste i blaszkowe scementowane są drobnokrystalicznym kwarcem. W roli cementu może występować także hematyt. Liczne ziarna kwarcu mają dobrze ukształtowane obwódki regeneracyjne. Tworzenie się obwódek regeneracyjnych jest najbardziej intensywne w laminach ubogich w minerały blaszkowe. Często składniki ziarniste wypierane są przez drobnokrystaliczny kalcyt. Powszechnie obserwowano występowanie autogenicznych chlorytów (klinochlor). W niektórych otoczkach stwierdzano również epidot.

Łupki ilaste, mułowce szarogłazowe, subszarogłazy, arkozy, zlepieńce polimiktyczne – są to skały, których charakterystyka petrograficzna pokrywa się dokładnie z charakterystyką analogicznych skał kulmu sowiogórskiego. Obok otoczków skał należących bez wątpienia do kulmu sowiogórskiego, spotykano również otoczaki zlepieńców polimiktycznych, które w składzie szkieletu ziarnowego zawierały okruchy biosparytów i intrasparytów. Można więc przypuszczać, że w trakcie tworzenia się zlepieńców kwarcowych dochodziło do erozji jeszcze innych, pozasowiogórskich obszarów pokrytych osadami wykształconymi w facji kulmu lub też są to relikty całkowicie zerodowanej, obecnie już nie występującej w obszarze Gór Sowich, litofacji kulmu sowiogórskiego.

Skały magmowe – w grupie tej najczęściej spotykane są rdzawoczerwone, szaroróżowawe lub żółto-brunatne otoczaki dwóch odmian porfirów różniących się liczbą, wielkością i składem fenokryształów oraz więźbą ciasta skalnego (termin więźba użyty w sensie Kozłowski, Ryka 1981). Do pierwszej odmiany należy zaliczyć otoczaki o felsytowej lub mikrokrystalicznej więźbie ciasta skalnego, z licznymi, bardzo dużymi fenokryształami (do kilku milimetrów) ortoklazu, albitu i kwarcu. Ciasto skalne przetykane jest obficie rdzawym pigmentem tlenków żelaza. Również fenokryształy skaleni są intensywnie zrudziałe. Spotykane niekiedy minerały ciemne są całkowicie zastąpione chlorytem (pobiotytowy pennin). Na podstawie stosunków panujących między fenokryształami można określić omawiane otoczaki mianem ryolitów alkalicznych. Do drugiej odmiany należą otoczaki o trachitowej więźbie ciasta skalnego, zawierające nieliczne, drobne fenokryształy (poniżej 1,2 mm) skaleni alkalicznych. Nie zauważa się tutaj fenokryształów kwarcu. Wśród fenokryształów skaleni alkalicznych przeważają

Tabela 20. Charakterystyka teksturalna tła skalnego zlepieńców kwarcowych kulmu sowiogórskiego (w % obj., analizy mikrometryczne)

Summary of textural characteristics of quartz-conglomerates matrix from the Sowie Mts. kulum (vol. %, modal analyses)

				Sokolec, Jugów		Kamionki			
				1*	2	1	2	3	
Matrix	Frakcja od 4 φ do -1 φ (wg. skali Krumbeina 1934)	Kwarc		6,8	3,4	7,5	5,2	8,9	
		Quartz							
		Skalenie		2,1	0,7	3,6	2,8	2,1	
	Feldspars								
	Minerały blaszkowe (biotyt)								
	Layer silicates (biotite)		-	0,1	0,3	-	0,1		
	Frakcja from 4 φ to -1 φ (according to the Krumbein scale, 1934)		Okruchy skalne Rocks fragments	Kwarc żyłowy	48,6	38,4	45,2	46,1	42,3
	Quartz from veins								
	Gnejsy			3,3	4,1	10,3	11,2	10,0	
	Gneisses								
Skály należące uprzednio do zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej		10,1		10,7	14,9	17,0	14,0		
Rocks that previously formed metamorphosed sedimentary formation									
Skály należące do niezmetamorfizowanej formacji osadowej		16,1	25,5	1,5	2,3	2,1			
Rocks that belong to the unmetamorphosed sedimentary formation									
Skály magmowe		3,8	2,8	1,0	2,4	2,2			
Igneous rocks									
Minerały nieprzezroczyste		Opaque minerals		-	1,0	0,2	0,5	0,3	
Frakcja poniżej 4 φ		Kwarc		3,2	2,6	4,1	1,5	6,8	
Fraction lower than 4 φ		Quartz							
		Skalenie		0,7	2,2	3,4	0,4	4,2	
		Feldspars							
		Okruchy skalne		2,1	1,8	2,9	3,2	1,6	
		Rocks fragments							
		Minerały drobnoblaszkowe i łuseczkowe (chloryty, biotyt, jasne łuszczyki, illit)		2,1	6,2	3,7	5,9	4,3	
		Layer silicates (fine-grained): chlorites, biotite, white micas, illite							
		Minerały ciężkie	Minerały przezroczyste	0,1	-	0,2	-	0,1	
		Heavy minerals	Transparent minerals						
			Minerały nieprzezroczyste	0,2	0,1	0,4	0,1	0,5	
			Opaque minerals						
Cement			Hematyt	0,7	0,2	0,8	1,1	0,6	
			Hematite						
			Chloryty	-	0,1	-	0,2	-	
			Chlorites						
			Kwarc	0,1	0,1	-	0,1	-	
		Quartz							

* 1 - zlepieniec drobnoziarnisty, 2 - zlepieniec średnioziarnisty, 3 - zlepieniec gruboziarnisty.

1 - fine-grained conglomerate, 2 - medium-grained conglomerate, 3 - coarse-grained conglomerate.

zblźniaczone karlsbadzko sanidyny. Dość często spotykany jest pobitytowy pennin. Skály te można określić mianem trachitów. Wśród otoczków o porfirowej więźbie napotkano również

skály złożoną z granofirowych przerostów kwarcu, skalenia potasowego i oligoklazu. Holokrystaliczne ciasto skalne złożone jest z drobniejszych przerostów granofirowych kwarcu i skaleni. Oto-

czki tej skały wyróżniają się jasną, różowawo-kremową barwą.

Otoczaki granitów również można podzielić na dwie grupy różniące się barwą, wielkością kryształów i składem mineralnym. Do pierwszej z nich należy zaliczyć szaropopielate otoczki granitów o więźbie hipautomorfowo-ziarnistej i pansenomorfo-ziarnistej. Duże tabliczki oligoklazdu wykazują często budowę pasową; silnie zmętniałe jądro jest w nich bardziej zasadowe (An_{18-20}) niż stosunkowo klarowna obwódka (An_{11-12}). Tabliczki oligoklazdu tkwią w ksenomorficznym tle złożonym z kwarcu i mikroklinu. Biotyt i muskowitz występują w podobnych ilościach. Akcesorycznie obecny jest turmalin i granat, rzadziej cyrkon. Drugą grupę reprezentują czerwone otoczki granitów o więźbie hipautomorfowo-ziarnistej. Jest to granit jednołyszczkowy (muskowitz). Wśród skaleni dominuje spertytyzowany mikroklin. Zbliżniaczony albitowo oligoklaz (An_{12-15}) należy do rzadko spotykanych skaleni. Gęsto ułożone powierzchnie łupliwości skaleni wyścielone są subtelną błoną wiśniowo-przeświecających tlenków żelaza. W postaci wrostków występuje cyrkon i apatyt.

Nieliczne otoczki gabrowe można określić jako gabro bezoliwinowe. Złożone są one w 55% z labradoru (An_{54-60}), zbliżniaczonego albitowo i peryklinowo, w 32% z diallagu i w 8% z hiperstenu. Pozostałą część skały stanowią: epidot, zoizyt, apatyt i minerały nieprzezroczyste. Piroksen w znacznej części uległy już uralityzacji i chlorytyzacji. Obserwowano również węglany wypierające minerały ciemne i plagioklaz. Nieco częściej spotykane otoczki diabazu mają dobrze ukształtowaną więźbę ofitową, niemniej większość

zawartych w nich piroksenów i plagioklazów uległa już wtórnym przemianom (uralityzacji, chlorytyzacji, saussurytyzacji). Nieliczne otoczki zieleńców, z dostrzegalnymi relikami więźby dolerytowej, złożone są ze stosunkowo dużych kryształów albitu rozmieszczonych w drobnoblaszkowej i łusczkowej masie chlorytowej, przetykanej agregatami kryształków epidotu. Otoczki te wyróżniają się podzielnością płytkową.

Matrix zlepieńców kwarcowych złożona jest głównie z ziarnistego materiału frakcji psamitowej. Udział minerałów blaszkowych i pyłu ziarnistego ogranicza się tylko do wypełniania najdrobniejszych przestrzeni, jakie istnieją między gęsto upakowanymi składnikami ziarnistymi frakcji psamitowej. Pył ziarnisty i minerały drobnoblaszkowe stanowią zaledwie kilka, rzadziej kilkanaście procent objętości tła skalnego zlepieńców kwarcowych (tabela 20). Większe minerały blaszkowe są tutaj bardzo rzadko spotykane (jest to przeważnie bioryt). Skromny udział minerałów blaszkowych jest bardzo charakterystyczną cechą zlepieńców kwarcowych. Skład jakościowy materiału detrytycznego wchodzącego w skład matrix jest identyczny ze składem szkieletu ziarnowego (tabela 20). Istniejące różnice między szkieletem ziarnowym i masą wypełniającą sprowadzają się w istocie, prócz oczywistych różnic w uziarnieniu, do zmian proporcji udziału poszczególnych składników. Zróznicowanie udziału poszczególnych składników jest oczywistą konsekwencją zmian w uziarnieniu. Minerały drobnoblaszkowe i łusczkowe reprezentowane są tutaj przez chloryty, łyszczyki i illit (fig. 41, 42).

Do równie charakterystycznych cech zlepieńców kwarcowych należy niewielki udział w ich

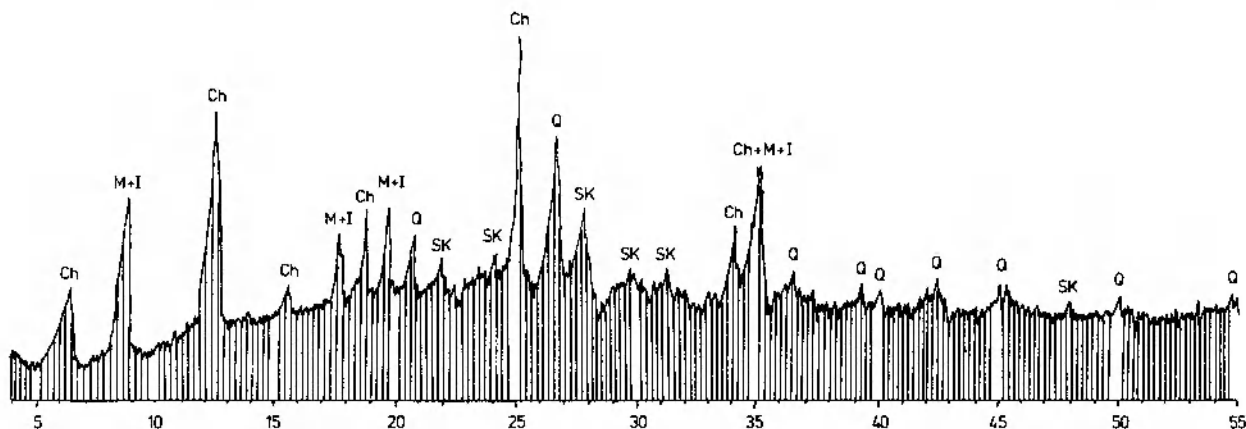


Fig. 41. Dyfraktogram najbardziej drobnoziarnistej części matrix zlepieńców kwarcowych, Kamionki, Ch — chloryty; M — łyszczyki; I — illit; Q — kwarc; SK — skalenie

X-ray diffraction powder pattern of the extremely fine-grained part of the matrix of quartz-conglomerate from Kamionki. Ch — chlorites; M — micas; I — illite; Q — quartz; SK — feldspars

budowie cementu (tabela 20). Cementem jest przeważnie hematyt. Wypełnia on tylko niektóre, najdrobniejsze przestrzenie między składnikami ziarnistymi oraz okrywa bardzo cienką powłoką pewną część składników ziarnistych matrix i szkieletu ziarnowego. Spotykany jest także między składnikami drobnoblaszkowymi i drobnoułuszkowymi.

Znaczny stopień zdiagenezowania zlepieńców kwarcowych i wynikającą z tego dobrą zwięzłość należy zatem wiązać przede wszystkim ze zmianami kompakcyjnymi. Wyrażają się one stosunkowo umiarkowaną liczbą styków przypadających na ziarno należące do matrix (od 3 do 5) oraz plastycznym zdeformowaniem niektórych, nieco większych minerałów blaszkowych. Z kompakcją

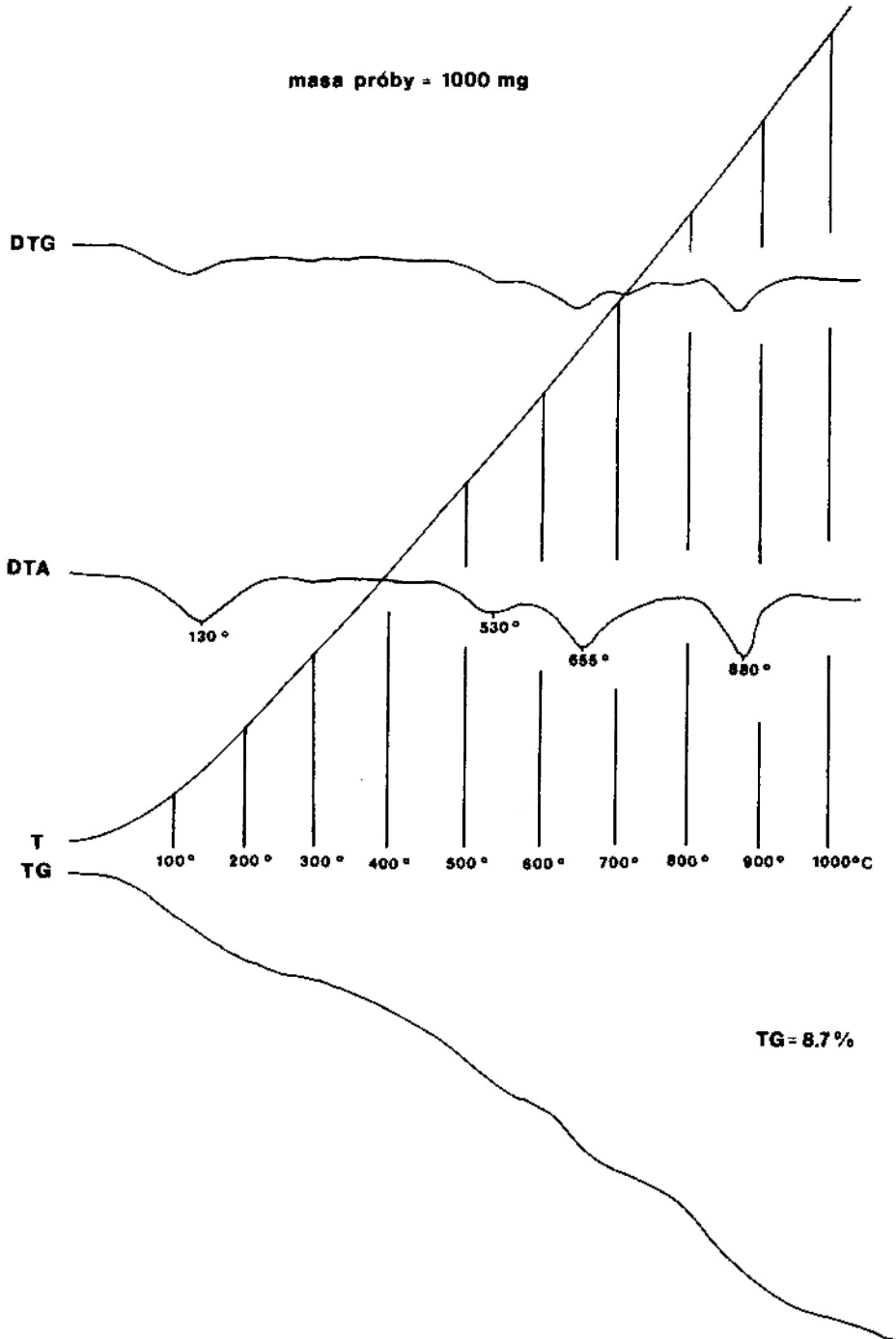


Fig. 42. Derywatogram najbardziej drobnoziarnistej części matrix zlepieńców kwarcowych, Kamionki. Występuje: chloryty 655°, 880°, illit 130°, 530°C

Thermal curves of the extremely fine-grained part of the matrix of quartz-conglomerate from Kamionki. Identified phases: chlorites 655°, 880°, illite 130°, 530°C

należy niewątpliwie wiązać częściową rekrystalizację najdrobniejszego materiału blaszkowego należącego do matrix (głównie chlorytów). Właśnie rekrystalizacja najdrobniejszego detrytusu blaszkowego w połączeniu z występowaniem cementu hematytowego stanowi najważniejszy czynnik wpływający na dobrą zwięzłość omawianych zlepieńców kwarcowych. W odmianach szczególnie ubogich w składniki drobnoblaszkowe dość często obserwowano wszelkiego rodzaju wciski zachodzące przeważnie na granicy ziarn różniących się znacznie twardością. Wciski ziarn kwarcowych w ziarna kwarcowe są natomiast zjawiskiem rzadko obserwowanym i jeśli występują, to polegają na ich mikrostylolitywym ząbieniu się. W miejscach ząbienia nie obserwuje się powłoki hematytowej. W tego typu odmianach obserwowano również występowanie nieciągłych ob-

wódek kwarcu autogenicznego na niektórych, nielicznych ziarnach kwarcu detrytycznego. Z rekrystalizacją najdrobniejszego detrytusu chlorytowego związana jest niekiedy nieznaczna korozja detrytycznych składników ziarnistych (zwłaszcza ziarn skaleni). Chloryty mogą wówczas tworzyć bardzo cienką powłokę chlorytu autogenicznego o budowie palisadowej, oddzielającą składniki ziarniste od drobnoblaszkowego tła, wśród którego są rozmieszczone lub które wypełnia wolne przestrzenie pomiędzy nimi. Do zupełnie wyjątkowych należą różnorakie pęknięcia i dyslokacje składników ziarnistych pod wpływem nacisku twardszych ziarn na silniej wydłużone okruchy. Powstałe w ten sposób szczelinki wypełnione są zazwyczaj autogenicznym chlorytem, hematytem lub kwarcem.

ZRÓŻNICOWANIE LITOLOGICZNE KULMU SOWIOGÓRSKIEGO

Biorąc pochodzenie materiału detrytycznego za podstawowe kryterium różnicujące skały okrucowe kulmu sowiogórskiego, można wyróżnić następujące kategorie skał:

a) złożone wyłącznie z sowiogórskiego materiału detrytycznego – osadowe brekcje gnejsowe, piaskowce i zlepienie gnejsowe;

b) złożone prawie wyłącznie z niesowiogórskiego materiału detrytycznego, pochodzącego z różnych źródeł alimentacji – mułowce szarogłazowe, subszarogłazy;

c) złożone wyłącznie z zasadowego materiału detrytycznego, produktu wietrzenia i erozji okalających krę sowiogórską masywów skał zasadowych – piaskowce i zlepienie gabrowe.

Wyróżnione powyżej kategorie skał okrucowych kulmu sowiogórskiego można określić jako „proste” pod względem składu budującego je materiału detrytycznego. Do „złożonych” pod względem pochodzenia występującego w ich składzie materiału detrytycznego należą natomiast skały:

d) złożone ze zmieszanego ze sobą sowiogórskiego materiału detrytycznego i niesowiogórskiego materiału detrytycznego, pochodzącego z różnych źródeł alimentacji – piaskowce i zlepienie gnejsowe zawierające okruchy skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej, zlepienie kwarcowe;

e) złożone ze zmieszanego ze sobą sowiogórskiego materiału detrytycznego i zasadowego materiału detrytycznego, produktu wietrzenia i erozji okalających krę sowiogórską masywów skał zasa-

dowych – piaskowce i zlepienie gabrowo-gnejsowe oraz piaskowce i zlepienie gnejsowo-gabrowe.

Analizując propozycję litostratygraficzną poszczególnych, wydzielonych w ten sposób, kategorii skał kulmu sowiogórskiego („prostych” lub „złożonych”), zauważamy prawidłowość polegającą na przemiennym występowaniu zespołów skalnych reprezentujących bądź kategorię skał „prostych”, bądź kategorię skał „złożonych”. W rezultacie można tutaj mówić o pewnym specyficznym rodzaju cykliczności, polegającej na powtarzającym się występowaniu skalnych zespołów, które dają się zhierarchizować pod względem wieku w sposób następujący (poczynając od najstarszych):

ZESPÓŁ A – kategorie skał „proste” z uwagi na pochodzenie materiału detrytycznego,

ZESPÓŁ BA – kategorie skał „złożone” z uwagi na pochodzenie materiału detrytycznego,

ZESPÓŁ B – kategorie skał „proste” z uwagi na pochodzenie materiału detrytycznego,

ZESPÓŁ C – kategorie skał „złożone” z uwagi na pochodzenie materiału detrytycznego.

W rezultacie otrzymujemy specyficzną sekwencję zespołów skalnych, wynikającą z analizy kierunków dostawy materiału detrytycznego: „proste” → „złożone” → „proste” → „złożone”. Poszczególne zespoły skalne reprezentowane są odpowiednio przez następujące kategorie skał:

ZESPÓŁ A – „proste”, kategoria *a* i *c*;

ZESPÓŁ BA – „złożone”, kategoria *d* i *e*;

ZESPÓŁ B – „proste”, kategoria *b*;

ZESPÓŁ C – „złożone”, kategoria *d*.

Wyróżnione w taki sposób zespoły skalne odzwierciedlają główne etapy w rozwoju akumulacji kulmu sowiogórskiego. Zwraca uwagę charakterystyczna dwudzielność zespołów starszych w porównaniu z zespołami młodszymi. Kategorie wyróżnione w ramach poszczególnych zespołów należy traktować jako równowiekowe (np. kategorie *a* i *c* w ramach zespołu A). Wewnętrzne, regionalne zróżnicowanie zespołów starszych (A i BA) z uwagi na pochodzenie budującego je materiału detrytycznego wskazuje na odmienne warunki ich powstawania, szczególnie jeśli porównamy je z zespołami młodszymi, niezróżnicowanymi wewnątrz (zespół B i C). Zróżnicowanie zespołów starszych jest zróżnicowaniem regionalnym.

W zespole A okazało się, że skały należące do kategorii *c* tworzą zestaw (zestaw A₂), który rozprzestrzeniony jest jedynie wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kry sowiogórskiej (w kulmie sowiogórskim z Walimia, Sokolca i Jugowa), podczas gdy skały należące do kategorii *a* tworzą zestaw (zestaw A₁), który rozprzestrzeniony jest głównie w północnej części Gór Sowich (tzw. regionie północnym – strefie Bystrzycy – kulm sowiogórski z Lubachowa, Michałkowej, Glinna i Walimia).

Na odrębne potraktowanie zasługują osadowe brekcje gnejsowe. Ich związek ze strefami dyslokacyjnymi nie budzi wątpliwości. Nigdzie w kulmie sowiogórskim nie odsłaniają się one na większej przestrzeni. W związku z tym możliwe jest tylko skonstruowanie hipotetycznego modelu rozprzestrzenienia osadowych brekcji gnejsowych kulmu sowiogórskiego. Ciała osadowych brekcji gnejsowych mają najprawdopodobniej geometrię płasko leżących klinów, których podstawy oparte są na płaszczyznach stref dyslokacyjnych (przynajmniej tych, których przedkarbońskie założenia nie budzą większych wątpliwości), a ostrza skierowane są do wewnątrz zapadłisk tektonicznych, wypełnionych osadami kulmu sowiogórskiego. Czy te klinowate ciała osadowych brekcji gnejsowych, związane genetycznie i przestrzennie z różnymi dyslokacjami ograniczającymi zapadliska tektoniczne we wnętrzu Gór Sowich, zazębiają się pomiędzy sobą i tworzą w miarę jednolity horyzont litologiczny u podstawy kulmu sowiogórskiego na terenie wszystkich zapadłisk tektonicznych, niepodobna obecnie jednoznacznie rozstrzygnąć (konieczne wiercenia). Prawdopodobnie jednak osadowe brekcje gnejsowe przechodzą stopniowo ku wnętrzem zapadłisk tektonicznych w skały o coraz to lepszym obtoczeniu okruchów skalnych i łączą się niepostrzeżenie z piaskowca-

mi i zlepieńcami gnejsowymi, które różni od nich jedynie lepsza dojrzałość teksturalna. Wskazuje na to obecność w obu rodzajach skał materiału detrytycznego z licznymi znamionami kruszenia (mikro- i makrospękania). Jest to jeszcze jedna przesłanka uzasadniająca wydzielenie obu rodzajów skał w ramach wspólnego zestawu (zestaw A₁).

Szczególnością pozycję wśród pozostałych zespołów skalnych kulmu sowiogórskiego zajmuje zespół BA. Wyróżnione w jego ramach kategorie skał (kategorie *d* i *e*) łączą w sobie cechy kategorii „prostych” należących do zespołów A i B (tzn. kategorii *a*, *b* i *c*). Na tej podstawie można mówić o pośrednim charakterze skał należących do zespołu BA, biorąc pochodzenie materiału detrytycznego za podstawowe kryterium różnicujące skały okruchowe. Okazało się, że skały należące do „złożonej” kategorii *d* (zmieszane elementy składowe kategorii „prostych” *a* i *b*) tworzą zestaw (zestaw BA₁), który rozprzestrzeniony jest w północnej części Gór Sowich (region północny – strefa Bystrzycy – w kulmie sowiogórskim z Lubachowa, Michałkowej, Glinna i Walimia), podczas gdy skały należące do „złożonej” kategorii *e* (zmieszane elementy kategorii „prostych” *a* i *c*) tworzą zestaw (zestaw BA₂), spotykany jedynie wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kry sowiogórskiej (w kulmie sowiogórskim z Walimia, Sokolca i Jugowa). Ważnym kryterium uzupełniającym, często bardzo ułatwiającym określenie przynależności do zestawu BA₂ w warunkach terenowych, może być obecność cementu węglanowego, szczególnie w obszarze kulmu sowiogórskiego z Sokolca i Jugowa. W szczególnych przypadkach może to być jedynie kryterium diagnostyczne przynależności do zestawu BA₂ bądź zestawu A₂ (w tych ostatnich nie obserwuje się występowania cementu węglanowego). W przypadku zestawu BA₁ charakterystyczne jest występowanie przelawień łupków węglistych, których obecności nie stwierdzono w zestawie A₁ (może to być kryterium przydatne szczególnie w pracach kartograficznych).

Skały okruchowe zespołu B należą do kategorii „prostej” *b* i rozprzestrzenione są zasadniczo w regionie południowym Gór Sowich (strefa Wielkiej Sowy). Jedynym miejscem, gdzie spotykamy je poza regionem południowym Gór Sowich, jest obszar Glinna. Obszar ten położony jest w strefie granicznej między regionem północnym i południowym Gór Sowich. Dalsze różnicowanie w obrębie zespołu, przy uwzględnieniu pochodzenia materiału detrytycznego jako podstawowego kry-

terium, nie jest w zespole B możliwe. Z kolei na podstawie kryteriów strukturalno-teksturalnych można skały należące do zespołu B podzielić na: skały drobnookruchowe (zestaw B₁), skały średniookruchowe (zestaw B₂) i skały węglanowe (zestaw B₃). Skały należące do tak wyodrębnionych zestawów nie tworzą „czystych” kompleksów, które można by pokazać kartograficznie. Pomiedzy skałami należącymi do różnych zestawów obserwowano tworzenie się różnych asocjacji. Wyróżnienie poszczególnych zestawów skalnych ma tutaj ten sens, że w niektórych odcinkach profilu litostratygraficznego zespołu B obserwuje

się dominujący udział skał należących do jednego z tak wyodrębnionych zestawów.

Zespół C, podobnie jak zespół B występuje jedynie w regionie południowym Gór Sowich (strefa Wielkiej Sowy – w kulmie sowiogórskim z Kamionek oraz w kulmie sowiogórskim z Sokolca i Jugowa). Należy on do najmniej zróżnicowanych wewnętrznie zespołów spośród pozostałych zespołów skalnych kulmu sowiogórskiego. Dalsze różnicowanie w ramach tego zespołu możliwe jest jedynie na podstawie kryteriów strukturalno-teksturalnych. Nie ma ono jednak tutaj nawet takiej użyteczności, jaka przypisywana jest

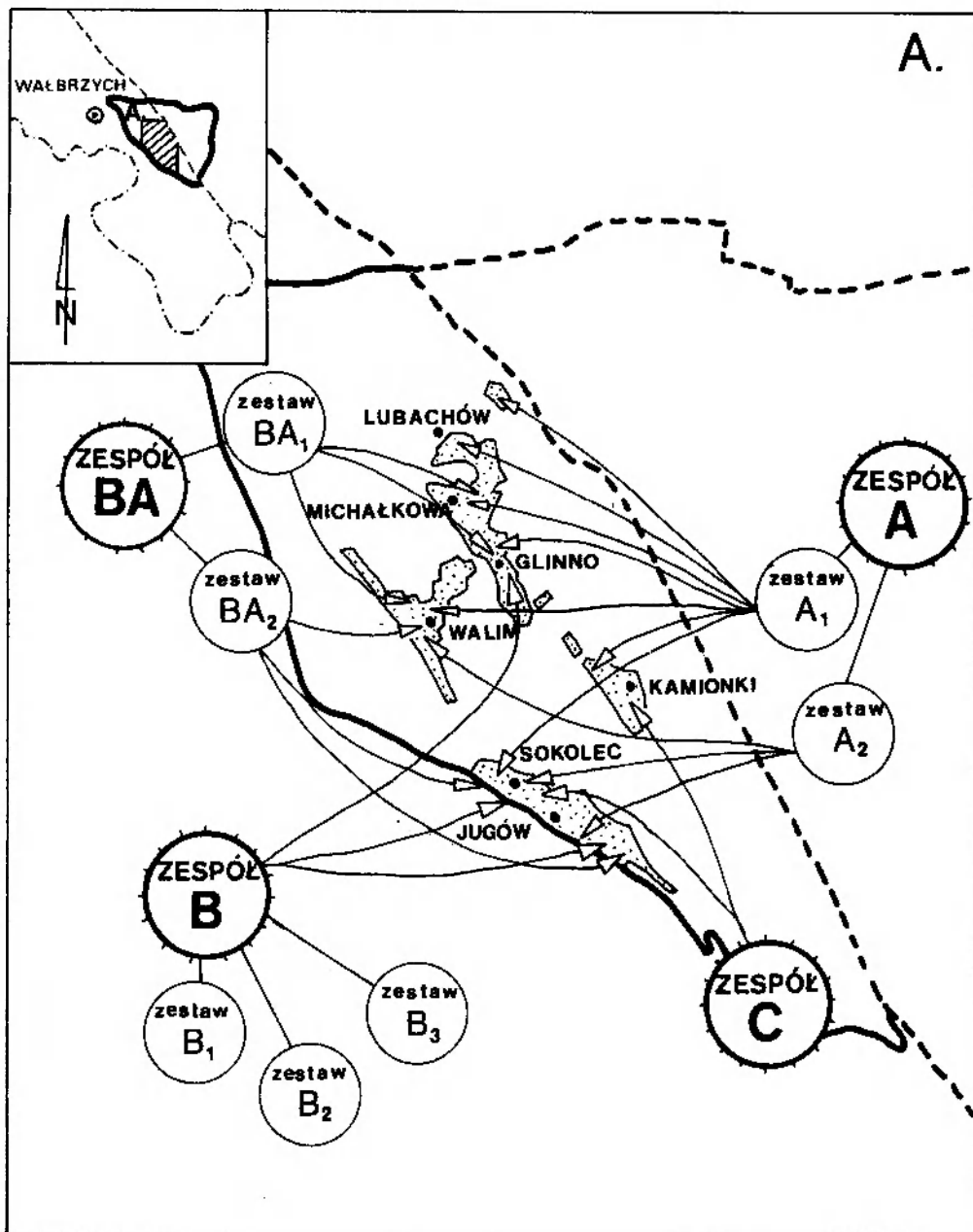


Fig. 43. Regionalne rozprzestrzenienie zespołów i zestawów skalnych kulmu sowiogórskiego
Regional distribution of groups and sets of rocks of the Sowie Mts. kulm

zestawom wyróżnionym w ramach zespołu B.

Analizując regionalne rozprzestrzenienie skał należących do poszczególnych zespołów i zestawów, możemy zauważyć (fig. 43), że:

– występowanie zespołów młodszych (zespół B i C) ograniczone jest tylko do regionu południowego Gór Sowich,

– występowanie zespołów starszych (zespół A i BA) na całym obszarze Gór Sowich związane jest z dużym wewnętrznym ich zróżnicowaniem (charakterystyczna dwudzielność wynikająca z analizy pochodzenia budującego je materiału detrytycznego, zróżnicowanie regionalne w rozprzestrzenieniu poszczególnych zestawów należących do tych zespołów);

– zastępowanie materiału detrytycznego pochodzenia sowiogórskiego *a* i z najbliższego sąsiedztwa *c*, występującego w zespole A (zestaw A₁ i zestaw A₂), przez materiał dostarczany z bardziej odległych obszarów (*b*), występujący w szczególnej obfitości w zespole B (zestaw B₁ i B₂) oraz w zespole C. Zmiana źródeł alimentacji dokonała się wraz z rozpoczęciem powstawania zespołu BA i stopniowo narastała w okresie jego tworzenia się;

– charakterystyczne regionalne zróżnicowanie rozprzestrzenienia zasadowego materiału detrytycznego (*c*). Sugeruje to istnienie w okresie powstawania skał należących do zespołu A i BA grzędy morfologicznej, która rozdzielała wówczas obszar NE i SW Gór Sowich. Jej śladem mogą być obserwowane współcześnie największe kulminacje Gór Sowich.

Analizując stopień diagenety utworów kulmu sowiogórskiego, wyrażonej głównie przemianami o charakterze geometrycznym (najintensywniej zaznaczyły się przemiany związane z kompaktacją) stwierdzono, że utwory należące do zespołów A, BA, i B są wyraźnie mniej intensywnie zdiagenezowane niż utwory należące do zespołu C. Wynika to zapewne z tego, że zespoły A, BA, B nie były nigdy przykryte mięszym kompleksem młodszych skał i sugeruje, że zespół C, o stosunkowo dużej miąższości, pokrywał tylko niektóre zapadliska tektoniczne w obszarze kry sowiogórskiej (prawdopodobnie tylko region południowy bloku Gór Sowich), występując najprawdopodobniej w formie dużych stożków napływowych (?).

ZESPOŁY MINERAŁÓW CIĘŻKICH

Próby do badań laboratoryjnych pobierane były w postaci szliczu ze skał rozluźnionych w sposób naturalny. Dodatkowo poddawano je na-

stępnie lasowaniu w H₂O, zakwaszonej 1n HCL w ilości 1:1. Podstawową frakcją przeznaczoną do badań była frakcja 0,16–0,25 mm. Jako cieczy rozdzielczej używano bromoformu. Oznaczeń i zliczania dokonywano na preparatach szlifowanych i nieszlifowanych, utrwalanych epidianem lub balsamem kanadyjskim.

We frakcji ciężkiej stwierdzono występowanie dwunastu minerałów ciężkich przezroczystych i pięciu minerałów nieprzezroczystych. W analizie statystycznej zrezygnowano z uwzględniania niekiedy bardzo obficie występującego biotyty i chlorytów celem lepszego rozpoznania stosunków ilościowych istniejących pomiędzy pozostałymi minerałami ciężkimi. Warto jedynie zauważyć, że największe ilości biotyty i chlorytów i jednocześnie największe ich blaszki stwierdzano w piaskowcach i zlepieńcach gnejsowych. Ziarna, które z powodu silnego zmętnienia lub opacytyzacji nie nadawały się do identyfikacji w świetle przechodzącym, zaliczano w analizie statystycznej do wspólnej grupy, którą określono nazwą „inne i nieoznaczone”.

Minerałami, które występowały prawie we wszystkich próbach, są: granat, cyrkon, apatyt, epidot, turmalin, rutil oraz minerały nieprzezroczyste (tabela 21). Jednocześnie występowały one przeważnie w największych ilościach w poszczególnych próbach. Stosunki ilościowe, które stwierdzano między minerałami przezroczystymi i nieprzezroczystymi wskazują na duży udział lub nawet przewagę tych ostatnich (fig. 44). Minerały nieprzezroczyste mogą stanowić nawet dominujący zdecydowanie rodzaj minerałów ciężkich w niektórych rodzajach skał (np. w skałach węglanowych lub w piaskowcach i zlepieńcach gabrańskich).

Minerały przezroczyste podzielono zgodnie z propozycją Kucharenki (1961) na trzy grupy różniące się odpornością na wietrzenie (podział Kucharenki zawężono do trzech grup: bardzo odporne, odporne, umiarkowanie odporne). Uzyskane rezultaty tylko w części można objaśnić istnieniem związku między odpornością na wietrzenie i rodzajem oraz długością drogi transportu poszczególnych grup minerałów ciężkich przezroczystych (fig. 44). W wielu wypadkach znacznie wyraźniejszy jest związek między rodzajem deponowanego materiału detrytycznego i składem frakcji ciężkiej, przezroczystej (fig. 45, tabela 21). Szczególnie dobrze widoczne jest to na przykładzie piaskowców i zlepieńców gnejsowych. Jakościowy i ilościowy skład ich frakcji ciężkiej bardzo wyraźnie kontrastuje ze składem przezroczystej

Tabela 21. Zestawienie wyników analizy zespołów minerałów ciężkich w skałach kulmu sowiogórskiego (w % liczby ziarn frakcji 0,16–0,25 mm, próby od 450 do 1200 ziarn)

Heavy minerals in rocks from the Sowie Mts. kulum (% of grains in the 0.16–0.25 mm fraction, samples containing 450–1200 grains)

Minerały ciężkie Heavy minerals			Skały kulmu sowiogórskiego Rocks from the Sowie Mts. kulum									
			Zespół A Group of rocks A			Zespół BA Group of rocks BA		Zespół B Group of rocks B			Zespół C Group of rocks C	
			1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Przezroczyste Transparent	Bardzo odporne Very resistant	cyrkon zircon	19,8	24,2	0,5	20,2	0,1	36,8	31,8	1,6	37,1	42,2
		turmalin tourmaline	3,6	4,0	–	4,0	–	3,1	3,3	–	5,6	7,8
		rutyl rutile	–	–	–	0,8	0,1	11,5	14,9	–	6,2	4,2
	Odporne Resistant	syllimanit sillimanite	4,5	2,5	–	3,5	–	0,5	0,1	–	0,8	0,3
		dysten dystene	0,3	0,1	–	0,2	–	–	0,1	–	–	0,1
		kyanite epidot epidote	–	0,2	7,2	1,7	1,3	3,8	5,3	0,1	2,6	5,0
		staurolit staurolite	–	–	–	–	–	0,1	0,1	–	0,1	–
	Umiarkowanie odporne Medium resistant	granat garnet	29,7	34,7	0,1	32,7	0,1	22,6	19,2	0,3	17,1	16,4
		apatyt apatite	11,3	12,4	2,5	9,2	0,5	3,0	2,6	–	1,1	2,1
		piroksen pyroxene	–	–	11,2	0,1	4,4	0,1	0,1	–	0,6	0,1
		amfibol amphiboles oliwin olivine	–	–	6,4	0,1	2,0	–	–	–	–	–
	Nieprzezroczyste Opaque	Magnetyczne Magnetic	10,8	7,1	42,3	15,0	53,9	9,1	12,5	50,4	9,2	7,0
Niemagnetyczne Nonmagnetic		19,0	13,9	28,5	11,3	36,6	8,4	9,0	47,1	18,4	13,7	
Inne i nieznaczone Others and undetermined			1,0	1,0	1,0	1,3	1,0	1,1	1,0	0,7	1,2	1,1

* 1 – osadowe brekcje gnejsowe, 2 – piaskowce i zlepienie gnejsowe, 3 – piaskowce i zlepienie gabrowe, 4 – piaskowce i zlepienie gnejsowe zawierające okruchy skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej, 5 – piaskowce i zlepienie gabrowe o cemencie węglanowym, 6 – mułowce szarogłazowe, 7 – subszarogłazy, 8 – skały węglanowe, 9 – zlepienie kwarcowe z Kamionek, 10 – zlepienie kwarcowe z Sokolca i Jugowa.

1 – sedimentary gneissic breccias, 2 – sandstones and gneissic conglomerates, 3 – sandstones and gabbro-bearing conglomerates, 4 – sandstones and gneissic conglomerates containing rocks from the metamorphosed sedimentary formation, 5 – sandstones and gabbro-bearing conglomerate with a carbonate cement, 6 – greywacke mudstones, 7 – subgreywackes, 8 – carbonate rocks, 9 – quartz-conglomerates from Kamionki, 10 – quartz-conglomerates from Sokolec and Jugów.

frakcji ciężkiej skał, które zawierają w swoim składzie materiał detrytyczny pochodzący z różnych źródeł alimentacji (np. z mułowcami szarogłazowymi, subszarogłazami czy zlepieniami kwarcowymi).

Granat – większość ziarn granatów ma barwę różową lub bladoczerwoną. Ziarna bezbarwne są natomiast bardziej częste w tych skałach kulmu sowiogórskiego, które zawierają materiał detrytyczny pochodzący z różnych źródeł

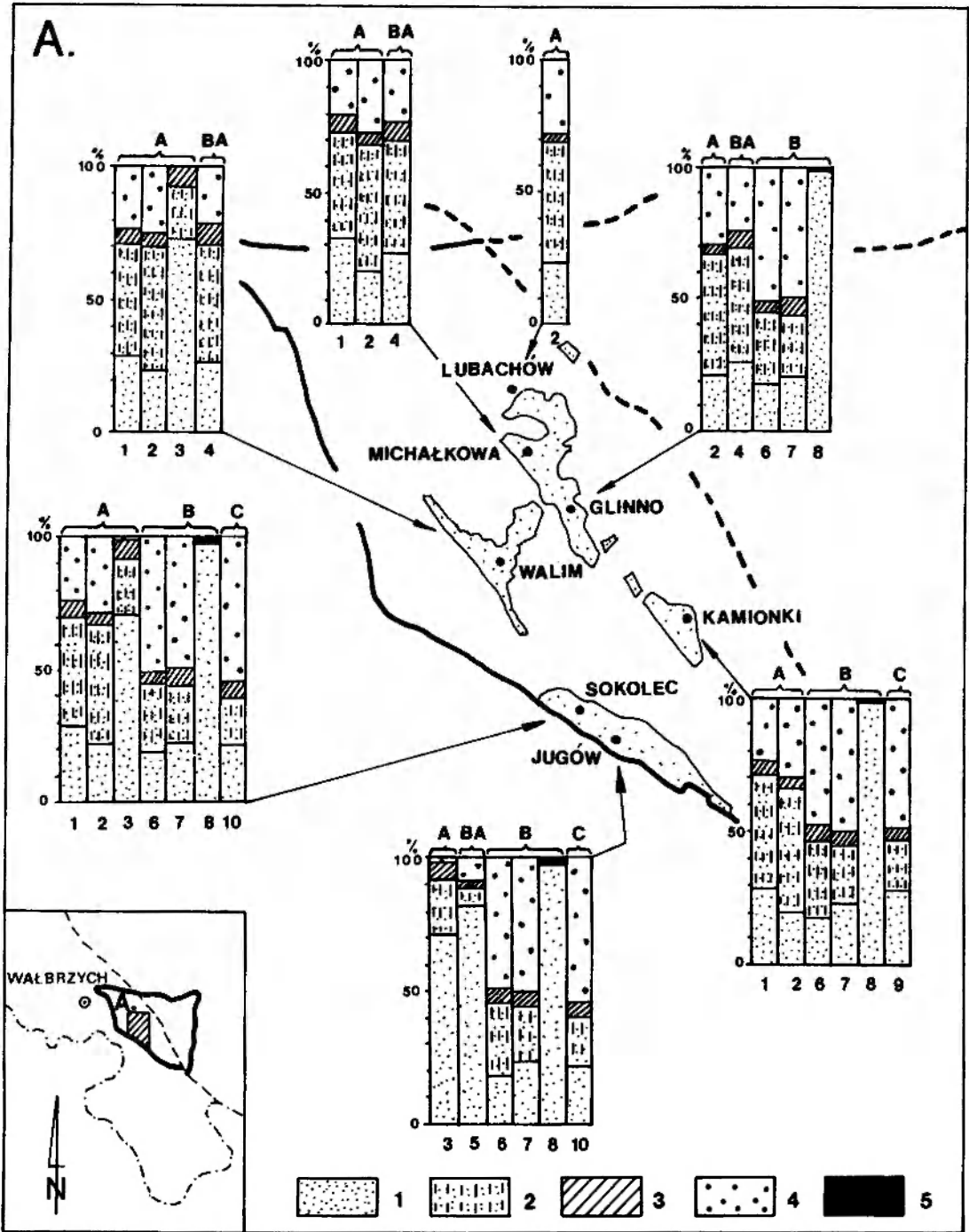


Fig. 44. Zespoły minerałów ciężkich w kulkie sowiogórskim. 1 – minerały nieprzezroczyste; 2 – minerały przezroczyste umiarkowanie odporne (granat, apatyt, piroksen, amfibol, oliwin); 3 – minerały przezroczyste odporne (syllimanit, dysten, epidot, staurolit); 4 – minerały przezroczyste bardzo odporne (cyrkon, turmalin, rutil); 5 – minerały przezroczyste (umiarkowanie odporne, odporne, bardzo odporne). Objasnienia innych symboli: tabela 21

Heavy minerals in the Sowie Mts. kulk. 1 – opaque minerals; 2 – transparent minerals, medium resistant (garnet, apatite, pyroxen, amphibole, olivine); 3 – transparent minerals, resistant (sillimanite, kyanite, epidote, staurolite); 4 – transparent minerals, very resistant (zircon, tourmaline, rutile); 5 – transparent minerals (medium resistant, resistant, very resistant). For denotation of other symbols see Tab. 21

alimentacji (np. w subszarogłazach). Jedną z najbardziej charakterystycznych cech większości ziarn jest obfite występowanie submikroskopowych wrostków, które swym ułożeniem wskazują na szkieletowy rozwój kryształów granatów w ich

skałach macierzystych. Większe wrostki, możliwe do mikroskopowej identyfikacji, są przeważnie wrostkami, oligoklazau (An_{18}), minerałów nieprzezroczystych, rutilu oraz penninu (ten ostatni wypełnia przeważnie drobne szczelinki i pęknięcia

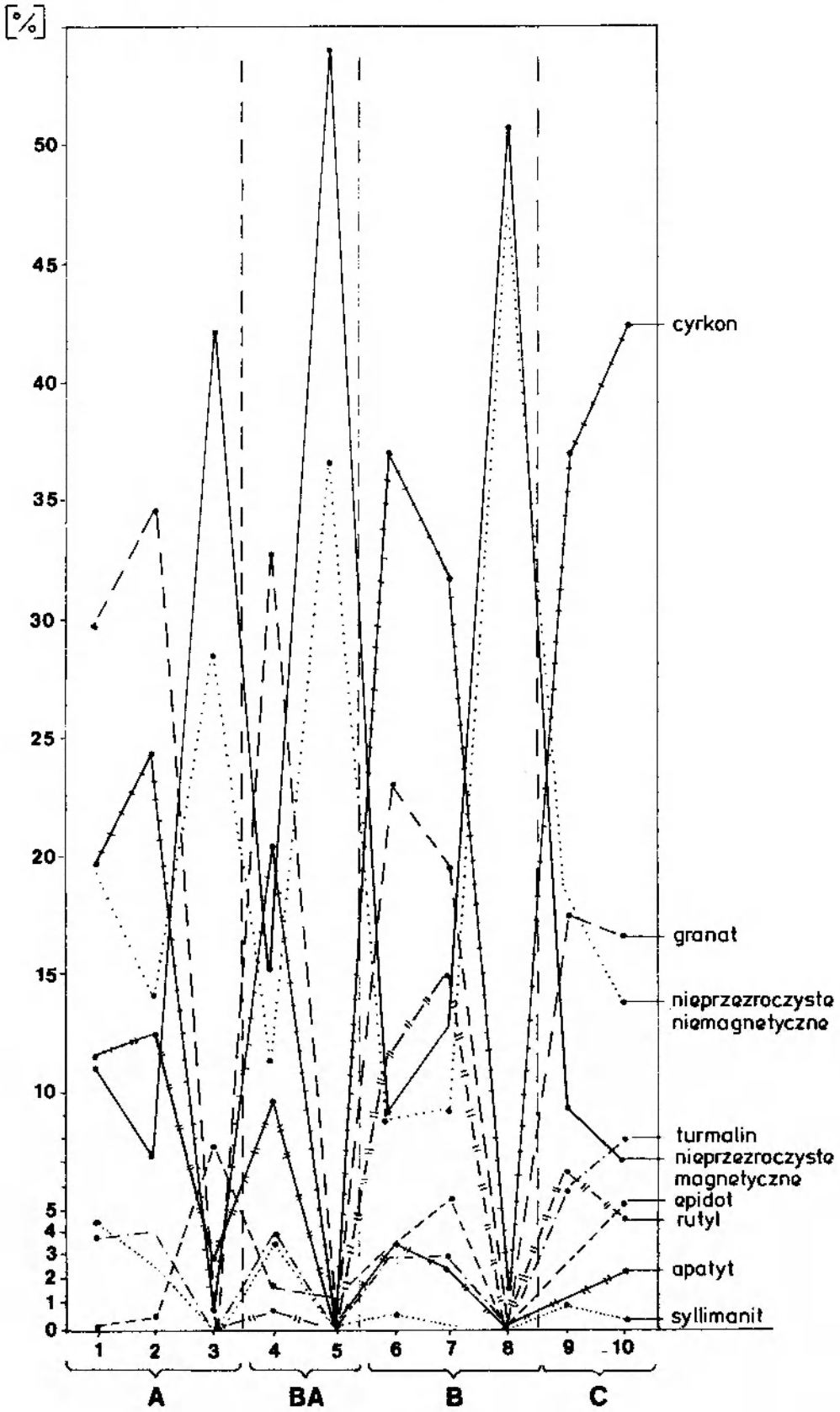


Fig. 45. Udział wybranych minerałów ciężkich w skałach kulmu sowiogórskiego. Objaśnienia symboli w tabeli 21
Heavy minerals content in rocks of the Sowie Mts. kulum. Denotation of symbols in Table 21

w ziarnach). Do równie charakterystycznych cech należy okrągławy przekrój ziarn oraz nieznaczny stopień ich obtoczenia. Chropowata i bardzo nierówna powierzchnia ziarn ma często „schodkową” morfologię, z wyraźnie zaznaczonymi krawędziami i płaszczyznami.

Cyrkon – najczęściej występuje w postaci ziarn euhedralnych o zarysach szczupłych słupków z zaokrąglonymi zakończeniami. Stwierdzono zdecydowaną przewagę ziarn normalnoprzymatycznych ($82,3^0/0$) nad ziarnami krótkoprzymatycznymi ($14,7^0/0$) i długoprzymatycznymi ($3,0^0/0$). Wartość średniej arytmetycznej elongacji (2,03) mieści się w przedziale podawanym jako charakterystyczny dla cyrkonów pochodzących ze skał metamorficznych (Majerowicz 1975). Ziarna cyrkonów są przeważnie bezbarwne. Ich wielowarstwowa budowa (jedno- lub dwuwarstwowa niepełna) wskazuje również na ich pochodzenie ze skał metamorficznych. Otoczki przyrostu są rozwinięte kompletnie w przypadku budowy jednowarstwowej lub niekompletnie w przypadku budowy dwuwarstwowej niepełnej na wykazującym przejawy obtoczenia i dobrego zaokrąglenia zakończeń jądrze. Jądro pokryte jest pigmentem minerałów nieprzezroczystych, które tworzą charakterystyczną powłoczkę, doskonale widoczną w obrazie mikroskopowym (bez analizatora). Otoczki przyrostu mogą wykazywać subtelnie zindywidualizowaną budowę laminarną. Obok ziarn kompletnych (tzn. z obu zakończeniami) spotykano również ziarna przełamane. Było to szczególnie dobrze widoczne w ziarnach o budowie warstewkowej. Ziarna przełamane są przeważnie tylko jednostronnie zaokrąglone. Tego rodzaju ziarna spotykano najpowszechniej w zlepieńcach kwarcowych.

Turmalin – spotykany najczęściej w postaci ziarn krótkosłupkowych, przełamanych, bez zakończeń piramidalnych. Ziarna turmalinów cechuje zróżnicowany stopień obtoczenia; od zupełnie dobrze obtoczonych do nieobtoczonych. Ziarna, będące fragmentami większych słupków, mają przeważnie kształt zbliżony do trójbocznego, podczas gdy ziarna będące fragmentami form pręcikowych są wyraźnie wydłużone. Z formą ziarna wiąże się sposób występowania pasowego zróżnicowania barw. Ziarna o zarysach trójkątnych mają przeważnie zamknięte pierścienie pasowego zróżnicowania barw, podczas gdy fragmenty form pręcikowych wykazują równoległe ułożenie poszczególnych pasów barwnych do wydłużenia słupka, otwarte w obu jego zakończeniach. Pasowe zróżnicowanie barw mieści się

między żółtooliwkowym w części zewnętrznej ziarn i fioletowoniebieskawym w części wewnętrznej ziarn. Wyraźny pleochroizm i silna dwójłomność ($\Delta = 0,028$ do $0,030$) wskazują na szerel.

Rutyl – występuje w postaci dość dobrze obtoczonych, słabo wydłużonych słupków o niewielkich rozmiarach. Brzeżne części ziarn są przeważnie silnie zopacytyzowane (gruba, nieprzezroczysta obwódka wokół przeświecającego czerwono lub wiśniowobrunatno wnętrza). Spotykany jest także w postaci ziarn o pokroju pręcikowym, równie dobrze obtoczonych, lecz bez wyraźniejszych znamion opacytyzacji. Ziarna takie bywają niekiedy obrośnięte dystenem.

Epidot – występuje w postaci ziarn o pokroju trójbocznym i zbliżonym do kulistego, dobrze i bardzo dobrze obtoczonych. Jest bezbarwny lub bladzielonkawożółtawy. Odmianę barwną wyróżnia obecność słabego pleochroizmu i większa dwójłomność ($\Delta = 0,034$ do $0,038$). Odmianę bezbarwną i niepleochroiczną może stanowić w części ziarn również klinozoizyt, choć przeprowadzone wrywkowo pomiary dwójłomności zdają się temu przeczyć ($\Delta = 0,019$ do $0,027$). Jest to tym bardziej prawdopodobne, że niektóre ziarna charakteryzują się plamistą zmiennością obszarów barwnych i bezbarwnych, wskazującą na duże niejednorodności w ich budowie wewnętrznej.

Syllimanit – występuje w postaci różnokształtnych, ziarnistych, źle obtoczonych skupień agregatowych, złożonych z fibrolitu przetykającego obficie kwarc lub z drobnopręcikowych i igielkowych kryształów syllimanitu. Ziarna te wyróżniają się niewielką przejrzystością i włóknistą budową. Są to bez wątpienia fragmenty tzw. guzków fibrolitowych, które są powszechnie stwierdzanym elementem składowym sówiogórskich gnejsów fibrolitowych. Agregaty pręcikowe syllimanitu, które cechuje równie niewielki stopień obtoczenia, należą do sporadycznie stwierdzanych. W tego rodzaju agregatach współwystępuje często biotyt. Samodzielne, całkiem przejrzyste ziarna syllimanitu stwierdzano niezwykle rzadko.

Apatyt – występuje w postaci niemal idealnie kulistych, bladofioletowawych ziarenek o niskiej dwójłomności bądź w postaci automorficznych słupków o nieco zaokrąglonych zakończeniach i bladoszarawej barwie. Oba rodzaje ziarn różnią się dwójłomnością, wyraźnie wyższą w postaciach automorficznych ($\Delta = 0,004$).

Dysten – przeważnie bardzo źle obtoczone, tabliczkowatego pokroju ziarenka, z licznymi prostokątnymi wykruszeniami na brzegach kryształów. Liczne wrostki jasnego łyszczyku, układają-

cego się równolegle do płaszczyzn nieźle widocznej łupliwości. Ziarna te wyróżniają się ponadto charakterystycznie bladoniebieską barwą i dostrzegalnym pleochroizmem. W niektórych ziarnach stwierdza się występowanie rutylu w roli wrostków.

Piroksen — występuje przeważnie w postaci dość dużych ziarn krótkosłupkowych, o dobrze zaokrąglonych zakończeniach. Ziarna piroksenów wyróżniają się zwykle mętną przejrzystością i słabymi barwami mętnooliwkowymi lub mętnobladzielonkawymi. Daje się zauważyć niekiedy słaby pleochroizm. Stałą ich cechą jest dostrzegalna, jednokierunkowa łupliwość. Równie charakterystyczne są obwódki opacytowe. W związku z częstym występowaniem opacytyzacji, należy się spodziewać, że pewna część ziarn piroksenowych została zaliczona w trakcie zliczeń do grupy minerałów nieprzezroczystych. We frakcji ciężkiej wydobytej z osadowych skał gabronośnych głównym piroksenem jest diallag. Wyróżnia się on słabym obtoczeniem, silnym zmętnieniem (aż do nieprzejrzystości), wreszcie charakterystyczną, bardzo gęstą łupliwością oraz stosunkowo częstą obecnością obwódek opacytowych i wrostków minerałów nieprzezroczystych.

Amfibol — ziarna mają bardzo podobny pokrój do piroksenów. Równie powszechnie obserwuje się obecność obwódek opacytowych. Wyróżniają się silniejszym pleochroizmem, dwójłomnością i intensywniejszą barwą, choć liczne wrostki minerałów nieprzezroczystych oraz produktów przeobrażeń powodują, że są one przeważnie tylko mętnoprzejrzyste.

Oliwin — nieliczne, przeważnie nieobtroczone okruchy o różnorodnych kształtach spotykane były jedynie w osadach gabronośnych. Cechuje je znaczny stopień przeobrażenia (widoczne produkty przeobrażeń to węglany, serpentyn, chloryty, tlenki żelaza).

Staurolit — stwierdzany jedynie sporadycznie w postaci krótkosłupkowych ziarn, zwykle doskonale obtoczonych, o złocistożółtawej lub żółtawobrunatnej barwie i wyraźnym pleochroizmie. Drobne wrostki o nieustalonym charakterze są w tych ziarnach bardzo pospolite.

Minerały nieprzezroczyste — ziarna te cechują bardzo różnorodne kształty: od form dobrze obtoczonych, niemal kulistych, poprzez formy kostkowe, krótkosłupkowe z dobrze zaokrąglonymi zakończeniami do postaci nieregularnych, postrzępionych, bryłkowatych i groniastych. Wśród minerałów nieprzezroczystych wyróżniono: hematyt, leukoksen, piryty, magnetyt i ilmenit. Część

ziarn nieprzezroczystych, o kształtach przypominających ziarna piroksenów i amfiboli, stosunkowo dużych, zaliczono do grupy „inne i nieoznaczone”. Ich cechy są zapewne rezultatem gruntownej opacytyzacji piroksenów i amfiboli.

Na podstawie dotychczasowych spostrzeżeń można stwierdzić, że większość opisywanych minerałów ciężkich pochodzi z wietrzenia skał metamorficznych i magmowych. Niektóre z nich mają tak zindywidualizowane cechy, że można je przypisać nawet określonym skałom macierzystym. Do takich minerałów należą bez wątpienia: syllimanit (pochodzi z wietrzenia sowiogórskich gnejsów fibrolitowych), dysten (pochodzi z wietrzenia sowiogórskich skał krystalicznych) i oliwin (pochodzi z wietrzenia okalających krę sowiogórską masywów skał zasadowych — najprawdopodobniej z masywu gabrowo-diabazowego Nowa Ruda-Słupiec). Potwierdzenie dotychczasowych spostrzeżeń i korelację ze skałami macierzystymi dalszej grupy minerałów ciężkich (części ziarn granatów, cyrkonu, apatyty, turmalinów i minerałów nieprzezroczystych) można uzyskać przez porównanie cech i składu frakcji ciężkiej uzyskanej z monomiktycznych skał kulmu sowiogórskiego (np. z piaskowców i zlepieńców gnejsowych, piaskowców i zlepieńców gabrowych itp.) z minerałami występującymi w roli składników akcesorycznych okruchów skalnych. Z obserwacji tych wynika, że z erozji gnejsów sowiogórskich pochodzą głównie różowawe i bladoczerwone ziarna granatów, automorficzne, silnie dwójłomne i gorzej obtroczone ziarenka apatyty, znaczna część ziarn cyrkonu oraz minerałów nieprzezroczystych. Turmalin (szerl), o analogicznych cechach do opisywanych w ziarnach frakcji ciężkiej, spotykano jedynie w okruchach określonych mianem ortognejsów. Z wietrzenia masywów gabrowych pochodzą w znacznej części ziarna piroksenów (diallag), amfiboli, minerałów nieprzezroczystych, pewna ilość apatyty, oliwinu i epidotu. Dalsze wnioski można wyciągnąć z porównania frakcji ciężkiej zawartej w skałach monomiktycznych (np. piaskowce i zlepieńce gnejsowe) z frakcją ciężką wydobytą ze skał, które zawierają materiał detrytyczny pochodzący z różnych źródeł alimentacji (np. z subszarogłazów czy matrix zlepieńców kwarcowych). Na tej podstawie udało się ustalić, że w skałach, które zawierają materiał detrytyczny pochodzący z różnych, pozasowiogórskich źródeł alimentacji, występują, obok opisywanych już powyżej minerałów ciężkich pochodzenia sowiogórskiego, również bezbarwne ziarna granatów, jednopowłokowe cyrko-

ny, pręcikowe formy turmalinu (szerl), doskonale obtoczone ziarna epidotu, silnie zopacytyzowane rutyle, idealnie kuliste, bladofioletowe apatyty, wreszcie leukoksen i staurolit. W konsekwencji tę część minerałów ciężkich należy określić jako minerały ciężkie pochodzenia niesowiołgórskiego, dostarczone wraz z materiałem detrytycznym pochodzenia pozasowiołgórskiego. Minerale te, analogicznie jak pozostała część materiału detrytycznego, pochodzą z wietrzenia skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej oraz z wietrzenia różnorodnych skał magmowych (wylewnych i głębinyowych – porfirów, granitów i różnego autoramentu skał zasadowych). Jest zrozumiałe, że w części były to także minerały uczestniczące uprzednio w budowie skał wchodzących w skład niezmetamorfizowanej formacji osadowej, wykształconej w fałszywej kulmu (por. opis zlepieńców kwarcowych).

Zatem skład frakcji ciężkiej tylko w części skał kulmu sowiołgórskiego jest rezultatem skomplikowanych zależności istniejących między odpornością poszczególnych grup minerałów ciężkich na wietrzenie a rodzajem i długością drogi ich transportu (mułowce szarogłazowe, subszarogłazy, zlepienie kwarcowe, fig. 45, tabela 21). W pozostałych skałach kulmu sowiołgórskiego (osadowe brekcje gnejsowe, piaskowce i zlepienie gnejsowe, piaskowce i zlepienie gabrowe) decydujące znaczenie ma monomiktyczny skład dostarczanego materiału detrytycznego, który w prosty sposób koreluje się ze składem frakcji ciężkiej (fig. 45, tabela 21). Istniejące tutaj różnice są jedynie ilościowe. Stwierdzone zależności leżą u podstaw różnicowania się osadów kulmu sowiołgórskiego, opartego na analizie zespołów minerałów ciężkich (fig. 45, tabela 21). Z analizy tej wynika, że istniejące różnice litologiczne między poszczególnymi zestawami i zespołami kulmu sowiołgórskiego znajdują pełne potwierdzenie w różnicowaniu się zespołów minerałów ciężkich. Skład ilościowy i jakościowy frakcji ciężkiej monomiktycznych skał kulmu sowiołgórskiego, które wchodzi w skład poszczególnych zestawów i zespołów skalnych (np. zestaw A_1 – osadowe brekcje gnejsowe, piaskowce i zlepienie gnejsowe, czy też zestaw A_2 – piaskowce i zlepienie gabrowe), bardzo wyraźnie różni się od składu frakcji ciężkiej tych skał kulmu sowiołgórskiego, które zawierają materiał detrytyczny pochodzący z różnych źródeł alimentacji (np. zestaw B_1 – mułowce szarogłazowe, zestaw B_2 – subszarogłazy, czy też zespół C – zlepienie kwarcowe). Odrębnym zagadnieniem jest skład frakcji ciężkiej skał ze-

społu BA. Zespół minerałów ciężkich ma tutaj wyraźnie charakter pośredni; łączy w sobie jednocześnie cechy zespołów minerałów ciężkich występujących w skałach zespołu A i B. Jest to zrozumiałe, gdyż skład materiału detrytycznego skał tworzących zespół BA ma również pośredni charakter. Obok materiału detrytycznego pochodzenia sowiołgórskiego lub pochodzącego z występujących w sąsiedztwie kry sowiołgórskiej masywów skał zasadowych można tu obserwować materiał detrytyczny pochodzenia niesowiołgórskiego, identyczny z materiałem występującym w składzie skał zespołu B i C (są to okruchy skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej).

ZRÓŻNICOWANIE MIKROFACJALNE SKAŁ WĘGLANOWYCH

Występujące w zespole B skały węglanowe można, na podstawie klasyfikacji Dunhama (1962), zmodyfikowanej przez Embry'ego i Klovan (1972), której spolszczoną terminologię zaproponowali Narkiewicz i Sniezek (1981) oraz Jaworowski (1982), zaliczyć do:

- wapieni biozwiązanych (wg terminologii Jaworowskiego 1982), boundstone (wg Dunham 1962), biolitytów (wg Folk 1959) – por. także rozdział *Biolityty*;

- floatstone (wg Embry, Klovan 1972), biomikrudyty (wg Folk 1959) – por. także rozdział *Biomikryty i biomikrudyty*;

- pakstonów (wg Jaworowski 1982), packstone (wg Dunham 1962), gęsto upakowanych biomikrytów (wg Folk 1959) – por. także rozdział *Biomikryty i biomikrudyty*;

- wakstonów (wg Jaworowski 1982), wackestone (wg Dunham 1962), luźno upakowanych biomikrytów (wg Folk 1959) – por. także rozdział *Biomikryty i biomikrudyty*;

- pakstonów i greinstonów (wg Jaworowski 1982); packstone i grainstone (wg Dunham 1962), wapienie litoklastyczne (por. także rozdział *Wapienie litoklastyczne*).

Na podstawie charakterystyki mikroskopowej (por. rozdziały omawiające skały węglanowe) można je zaliczyć do kilku standardowych mikrofacji skał węglanowych Wilsona (1975) i Flügela (1972): SMF-7, SMF-8, SMF-9, SMF-10, SMF-11, SMF-16, SMF-18, SMF-24, które można krótko scharakteryzować w sposób następujący: SMF-7 to koralowcowy biolityt (kolonie masywne i krzaczaste), SMF-8 to wakston z dużą liczbą

skamieniałości w masie mikrytowej, SMF-9 to wakston ze strukturami bioturbacyjnymi, SMF-10 to pakston i wakston z obtoczonymi bioklastami, SMF-11 to greinston z obtoczonymi bioklastami i sparytowym cementem, SMF-16 to greinston z peloidami, SMF-18 to greinston z licznymi otwornicami i wreszcie SMF-24 to floatstone z bioklastami i zróżnicowaną ilością lito-klastów.

Rozmieszczenie poszczególnych mikrofacji skał węglanowych zespołu B kulmu sowiogórskiego jest bardzo charakterystyczne (fig. 46). Występowanie SMF-7 ograniczone jest jedynie do obszaru kulmu sowiogórskiego z Kamionek oraz kulmu sowiogórskiego z Sokolca i Jugowa. Natomiast w kulmie sowiogórskim z Glinna stwierdzono występowanie jedynie mikrofacji SMF-16, SMF-18 i SMF-24. Pozostałe mikrofa-

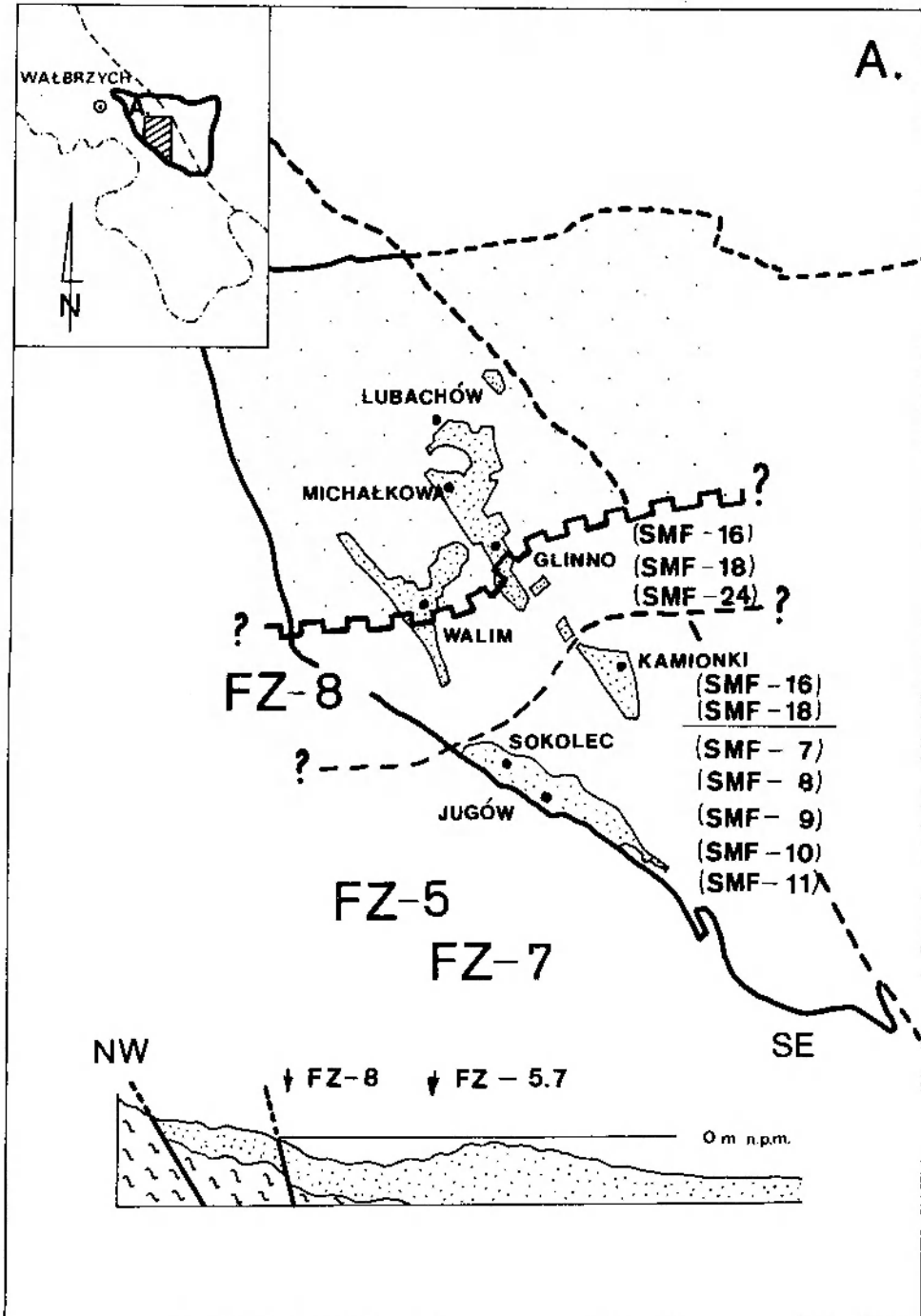


Fig. 46. Regionalne rozprzestrzenie standardowych mikrofacji (SMF) i facji (FZ) skał węglanowych zespołu B kulmu sowiogórskiego. Pozostałe objaśnienia w rozdziale *Zróżnicowanie mikrofacjalne skał węglanowych*
Regional distribution of standard microfacies (SME) and facies (FZ) of carbonate rocks of the group of rocks B from the Sowie Mts. kulm. Other explanations as in the chapter *Microfacial differentiation of carbonate rocks*

cje (SMF-8, SMF-9, SMF-10, SMF-11), które występują jedynie w kulmie sowiogórskim z Kamionek oraz w kulmie sowiogórskim z Sokolca i Jugowa, towarzyszą przeważnie mikrofacji SMF-7, z którą zazębiają się często lateralnie, tworząc wspólne poziomy litologiczne. Czasem spotykana jest tutaj również SMF-16 i SMF-18. Warto zauważyć, że SMF-7 różnicuje się na kolonie masywne i krzacaste. Obszar kulmu sowiogórskiego z Kamionek zaliczany jest w późnowizeńskim morzu sudeckim do rejonów najbogatszego występowania stanowisk krzacastych *Rugosa*; kolonie masywne *Rugosa* znajdowane są częściej w kulmie sowiogórskim z Sokolca i Jugowa (Żakowa 1958b, 1966a; Żakowa, Żak 1962). Według E. A. Iwanowej (1958), kolonie krzacaste *Rugosa* osiedlają się w obszarach położonych bliżej ładu w porównaniu z koloniami masywnymi *Rugosa*, które żyją wyłącznie na stokach płycizn otwartych ku głębszym częściom zbiornika morskiego, gdzie dopływ materiału terygenicznego jest już wyraźnie mniejszy. Interpolując ten wniosek na obszar kulmu sowiogórskiego należałoby się spodziewać, że okolice Kamionek były obszarem położonym nieco bliżej hipotetycznej strefy brzegowej w porównaniu z okolicami Sokolca i Jugowa.

Według Wilsona (1975) i Flugela (1972, 1978) wyróżnione mikrofacje charakterystyczne są dla facji płytkowodnych środowisk sedymentacji skał węglanowych. Mikrofacje skał węglanowych kul-

mu sowiogórskiego należy ująć w ramach następujących facji:

FZ-5 –facji konstrukcji rafowych (obejmuje: SMF-7, SMF-11);

FZ-7 –facji płytkowodnej o otwartej cyrkulacji wód (obejmuje: SMF-8, SMF-9, SMF-10, SMF-16, SMF-18);

FZ-8 –facji płytkowodnej o odciętej cyrkulacji wód, często będącej laguną występującą w wewnętrznej części obszaru rafowego (obejmuje: SMF-16, SMF-18, SMF-24).

Najbardziej charakterystyczną facją jest FZ-5 (konstrukcje rafowe). Występowanie jej stwierdzono w kulmie sowiogórskim z Kamionek oraz w kulmie sowiogórskim z Sokolca i Jugowa (fig. 46). Równie charakterystyczny jest brak facji FZ-5 i FZ-7 w kulmie sowiogórskim z Glinna, tzn. w obszarze położonym bardziej na północ niż obszary Kamionek oraz Sokolca i Jugowa. Stwierdzoną w kulmie sowiogórskim z Glinna fację FZ-8 można określić zgodnie z Wilsonem (1975) jako fację występującą częściej bliżej strefy brzegowej niż pozostałe, wyróżnione w zbadanych skałach węglanowych, facje (tj. facje FZ-5 i FZ-7). Między innymi na tej podstawie można wnioskować, że strefa brzegowa późnowizeńskiego zbiornika morskiego w rejonie kry sowiogórskiej rozciągała się w niezbyt dużej odległości od wystąpień facji FZ-8 w kierunku północnym (fig. 46). Nie jest wykluczone, że region północny Gór Sowich spełniał wówczas rolę półwyspu.

CHARAKTERYSTYKA MAGMATYZMU KARBOŃSKIEGO W GÓRACH SOWICH

Zagadnienie magmatyzmu karbońskiego w Górach Sowich nie było dotychczas szerzej podejmowane i dyskutowane. Nieliczne informacje o tych utworach rozproszone są w opracowaniach dotyczących innych zagadnień np. budowy geologicznej czy tektoniki (Dathe 1904a, b; Petrascheck 1938; Oberc 1949; Żakowa 1960; Grocholski 1961, 1967). Problemu tego nie można omówić bez nawiązania do wyników badań dotyczących skał magmowych występujących w sąsiedztwie z krą sowiogórską obszarze niecki wałbrzyskiej, gdzie wulkanity są istotnym elementem budowy geologicznej. Nawiązanie to ograniczone zostanie do obszaru wschodniej części niecki wałbrzyskiej, bezpośrednio graniczącego z krą sowiogórską ze względu na analogie istniejące między skałami magmowymi obu tych obszarów.

Skały krystaliczne kry sowiogórskiej sięgały pierwotnie dalej na zachód (Bederke 1934). Nie-

cka wałbrzyska została założona na krystalicznym fundamencie, którym jest obniżone zachodnie naroże trójkąta sowiogórskiego (Bederke 1929; Bederke, Fricke 1943). Zasadniczym czynnikiem formującym nieckę wałbrzyską było zatem obniżanie się jej krystalicznego fundamentu (A. Grocholski 1965). Według cytowanego autora proces ten wiązać należy z oddziaływaniem nacisków górotwórczych, w wyniku czego sztywne podłoże krystaliczne uległo spękaniu i rozbiciu na szereg drobniejszych, w pewnym stopniu niezależnych bloków. Poszczególne bloki krystalicznego fundamentu przemieszczały się względem siebie głównie w kierunkach pionowych. Zarysowujące się w głębokim, krystalicznym podłożu szczeliny, wykorzystane zostały przez intruzje magmowe, które tą drogą wdarły się w obręb karbońskich skał osadowych.

Wiek i geneza wulkanitów niecki wałbrzyskiej

stanowią od dawna problem gorąco dyskutowany (Bubnoff 1924; Dathe, Berg 1926; Hoehn 1924a, b, 1961; Petrascheck 1938; Krawczyńska-Grocholska, Grocholski 1958; Kozłowski 1958; A. Grocholski 1965; Dziedzic 1966, 1971; Plewa 1968; Nemeč 1979, 1981). Z punktu widzenia referowanego zagadnienia szczególnie interesujący jest obszar niecki wałbrzyskiej rozpościerający się między Rusinową i Grzmiącą (wschodnia część niecki wałbrzyskiej, fig. 47), gdzie wśród utworów górnokarbońskich występują specyficzne skały, określone ostatnio przez Nemeč (1979, 1981) jako skały wulkanoklastyczne, którym towarzyszą mniej lub bardziej izolowane ciała skał wulkanicznych.

Dotychczasowe poglądy dotyczące wieku wspomnianych utworów można podzielić na dwie sporne grupy. Zróżnicowanie to zarysowało się

już na początku bieżącego stulecia i polegało na zakładaniu bądź późnokarbońskiego, bądź wczesnopermskiego wieku wulkanitów niecki wałbrzyskiej (Berg 1913; Dathe, Berg 1926; Petrascheck 1938). Dominujący w owym czasie był pogląd o wczesnopermskim wieku „tufów porfirowych”, „porfirów” i „melafirów” (Dathe, Berg 1926). Utwory te interpretowano jako fragment pokrywy dolnopermskich tufów erupcyjnych, zachowanych w obrębie głębokich rowów tektonicznych. Wraz z gromadzeniem coraz to większej ilości nowych spostrzeżeń geologicznych pogląd ten napotyka coraz to śmielszą krytykę (Krawczyńska-Grocholska, Grocholski 1958; Kozłowski 1958; W. Grocholski 1961). Lecz dopiero rezultaty badań przeprowadzonych przez A. Grocholskiego (1965) pozwoliły na odrzucenie koncepcji rowów tektonicznych. Jego poglądy najlepiej odzwierciedla

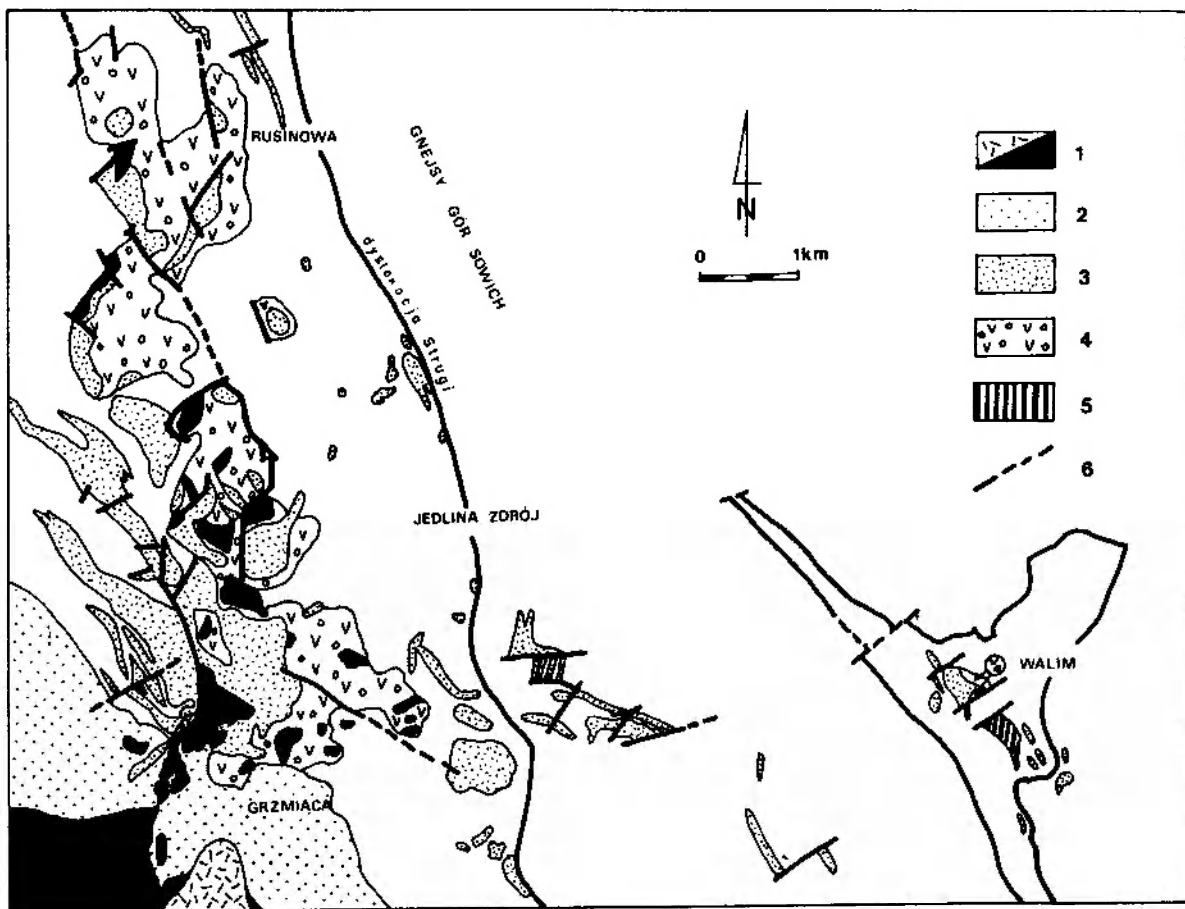


Fig. 47. Występowanie karbońskich i dolnopermskich skał magmowych oraz towarzyszących im skał piroklastycznych na terenie zachodniej części Gór Sowich i wschodniego skraju niecki wałbrzyskiej (wschodni skraj niecki wałbrzyskiej wg Nemeč 1981). 1 – dolny perm (ryolity i trachybasalty); 2 – dolny perm (skały osadowe); 3 – górny karbon (ryolity); 4 – górny karbon (skały piroklastyczne); 5 – górny karbon (kersantyty); 6 – uskoki

Carboniferous and Lower Permian igneous rocks with associated pyroclastic rocks in the western part of the Sowie Mts. and in the eastern margin of the Wałbrzych Coal Basin (after Nemeč 1981). 1 – Lower Permian (rhyolites, trachybasalts); 2 – Lower Permian (sedimentary rocks); 3 – Upper Carboniferous (rhyolites); 4 – Upper Carboniferous (pyroclastic rocks); 5 – Upper Carboniferous (kersantites); 6 – faults

następujący cytat (*loco cit.*): „pasma omawianych wulkanitów przedstawia się jako szereg głębokich lejów i wyrw wulkanicznych, wypełnionych produktami erupcji ...”, i dalej „omawiane skały wulkaniczne nie muszą być dużo młodsze od otaczających je osadów westfalu, gdyż nie leżą na nich przekraczająco, lecz wypełniają kominy wulkaniczne. Formy te nie powstały zapewne równocześnie, lecz tworzyły się sukcesywnie, zachodząc częściowo na siebie. Ich szeregowo ułożenie, w przybliżeniu równoległe do krawędzi gnejsów,

wskazuje na związek z tektoniką”. Koncepcja ta wyraźnie opowiada się za ich intrakarbońskim wiekiem.

Dziedzic (1966, 1971) stwierdza, że niecka wulbrzyńska uformowała się na obszarze o innych właściwościach strukturalnych aniżeli partie przyległe. Związane jest to z jej kryptowulkaniczną genezą. Według opinii cytowanego autora obszar niecki wulbrzyńskiej był aktywny wulkanicznie już u schyłku dewonu. Aktywność wulkaniczna miała tutaj trwać przez cały karbon i w dolnym odcin-

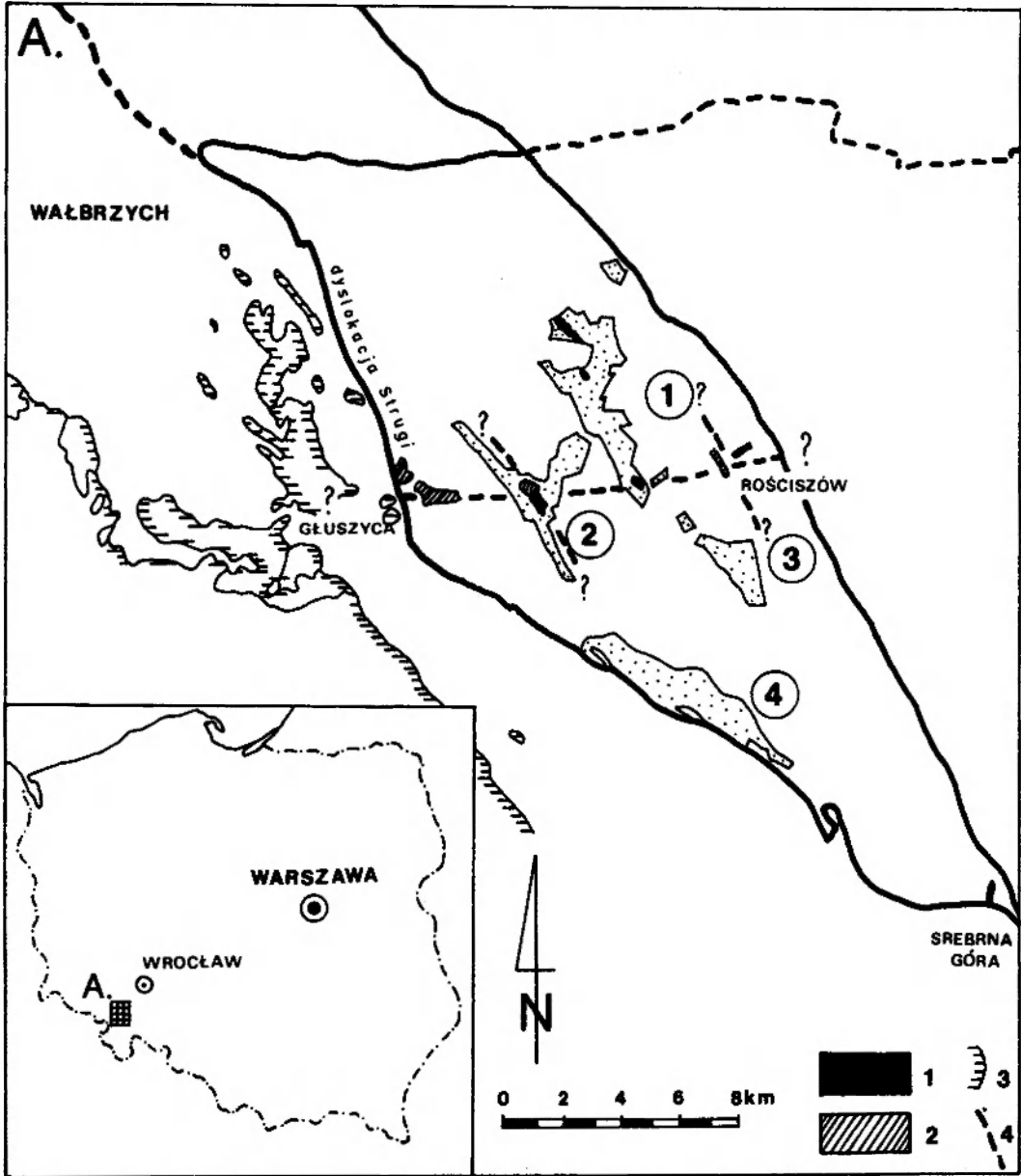


Fig. 48. Rozprzestrzenienie górnokarbońskich skal magmowych na terenie bloku gnejsowego Gór Sowich. 1 – kersantyty; 2 – ryolity sowiogórskie i towarzyszące im skały piroklastyczne; 3 – wschodni zasięg wychodni skal magmowych depresji śródsudeckiej; 4 – hipotetyczne linie tektoniczne w bloku Gór Sowich

Upper Carboniferous igneous rocks in the Sowie Mts. gneissic block. 1 – kersantites; 2 – rhyolites and associated pyroclastic rocks from the Sowie Mts.; 3 – eastern boundary of the igneous rocks outcrops in the Middle Sudetes Depression; 4 – hypothetical tectonic lines in the Sowie Mts. block

ku permu. Utworzenie się struktury depresyjnej miało nastąpić wskutek osiadania dachu nad rozległą komorą magmową, dając w rezultacie kaldereę zapadliskową. W górnym karbonie wzdłuż brzegów tego zapadliska miał się rozwinąć synsedymencyjny wulkanizm, który wkraczał również do jego wnętrza, modyfikując jednocześnie pierwotnie jednolity basen sedymencyjny. W permie miał natomiast nastąpić kolejny okres wzmożonej aktywności wulkanicznej.

Pogląd A. Grocholskiego (1965) został ostatnio rozwinięty i zmodyfikowany przez Nemeca (1979, 1981). Autor ten opowiada się za intrakarbońskim wiekiem wulkanizmu w niecce wałbrzyskiej (westfal A-wczesny stefan), natomiast za przejaw wulkanizmu wczesopermskiego uznaje „melafiry” (trachybazalty, Nowakowski 1968).

Utwory, które będą przedmiotem dalszych rozważań występują na terenie bloku gnejsowego Gór Sowich w sąsiedztwie wschodniej części niecki wałbrzyskiej (fig. 47, 48). Tworzą one stosunkowo niewielkie ciała skał ryolitowych i lamprofirów oraz towarzyszących im skał piroklastycznych. Poszczególne wychodnie układają się w równoleżnikową strefę wystąpień, które rozrzucone są punktowo między Jedlinką Górną (Jedlińska Kopa +724,7 m npm.) i Rościszowem. Zachodni skraj tej równoleżnikowej strefy punktowych wystąpień umiejscowiony jest w rejonie określonym przez Grocholskiego (1961) mianem węzła tektonicznego Głuszycy. Z przebiegiem tak określonej strefy wystąpień skał magmowych miałby się pokrywać obszar nasunięcia się gnejsów regionu północnego Gór Sowich (głównie gnejsów syllimanitowych) na gnejsy obszaru południowego Gór Sowich, wzdłuż starej i w znacznym stopniu zatartej już dziś linii. Warto zauważyć, że kierunek wydłużenia ciał ryolitowych w pobliżu tej hipotetycznej, równoleżnikowej linii nasunięcia zmienia się z kierunku zbliżonego do południkowego na kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Ryolity sowiogórskie towarzyszą przeważnie dyslokacjom „równoleżnikowym” (azymut $\cong 270^\circ \pm 20^\circ$), i „południkowym” (azymut $\cong 340^\circ \pm 20^\circ$). Kierunki tych dwóch systemów dyslokacyjnych pokrywają się w przybliżeniu z dominującymi kierunkami dyslokacji w obszarze wschodniej części niecki wałbrzyskiej, z aktywnością których związane było tam podchodzenie ku powierzchni terenu intruzyjnych ciał magmy ryolitowej (A. Grocholski 1965; Nemeček 1979). Występujące w obszarze gnejsowego bloku Gór Sowich dyslokacje „równoleżnikowe” znajdują swoje przedłużenie w osadach kulmu sowiogórskiego z Walimia oraz w dyslokacji Łomnicy (na zachód od krystalicznego bloku Gór Sowich, W. Grocholski 1961). Przecinają one prócz gnejsów sowiogórskich również utwory dolnego i górnego karbonu, nie zaznaczając się jednak w utworach permu (*loco cit.*). Na tej podstawie można sądzić, że ich późnokarboński wiek jest najbardziej prawdopodobny.

Istnienie i aktywne funkcjonowanie strefy tektonicznej, dzielącej blok gnejsowy Gór Sowich na region północny i południowy wzdłuż równoleżnikowo przebiegającej linii, między Głuszcą i Rościszowem, zdają się potwierdzać regionalne fakty geologiczne. Jednym z nich jest opisana już wcześniej sytuacja geologiczna i sposób rozpręstrzenia poszczególnych zespołów osadowych skał kulmu sowiogórskiego. Obserwowana w regionie Gór Sowich (w tzw. strefie Bystrzycy) obecność wychodni granulitów, gnejsów kordierytowych, gnejsów hornblendowych, wyraźny wzrost zawartości w gnejsach niektórych minerałów charakterystycznych (syllimanitu, dystenu, granatu, kordierytu), przy równoczesnym uwzględnieniu wyżej wspomnianej sytuacji litostratygraficznej kulmu sowiogórskiego sugeruje, że region północny bloku Gór Sowich został znacznie głębiej zerodowany niż region południowy bloku Gór Sowich (tzw. strefa Wielkiej Sowy), który nie wykazuje wspomnianych cech. W gnejsach regionu południowego bloku Gór Sowich dostrzeżę się ponadto częściej chloryzację biotyту, silniejsze zmętnienie plagioklazów, metasomatyczne infiltracje węglanów i epigenetyczny skałen potasowy, wreszcie wyraźniejsze faliste wygaszanie światła w kwarcu i częstsze mozaikowe agregaty kwarcu (Polański 1954). W związku z powyższym hipoteza o istnieniu nasunięcia czy też znacznego dźwignięcia regionu północnego bloku Gór Sowich wzdłuż strefy Głuszycy–Rościszów wydaje się wielce prawdopodobną. Innym wytłumaczeniem obserwowanych faktów geologicznych może być przyjęcie tezy o znacznym wychyleniu bloku Gór Sowich, polegającym na wyraźnym podniesieniu części północnej i jednoczesnym zanurzeniu się części południowej. Istniejące różnice między blokami byłyby wówczas rezultatem działania erozji.

Obecność w strefie Głuszycy–Rościszów punktowo rozmieszczonych ciał ryolitowych, kersantytowych i skał piroklastycznych, a także ryolitowych brekcji dyslokacyjnych przemawia za jej aktywnością również w dobie ruchów warwencyjskich (fig. 48). Jest to tym bardziej prawdopodobne, że większość wystąpień najmłodszych skał

Obecność w strefie Głuszycy–Rościszów punktowo rozmieszczonych ciał ryolitowych, kersantytowych i skał piroklastycznych, a także ryolitowych brekcji dyslokacyjnych przemawia za jej aktywnością również w dobie ruchów warwencyjskich (fig. 48). Jest to tym bardziej prawdopodobne, że większość wystąpień najmłodszych skał

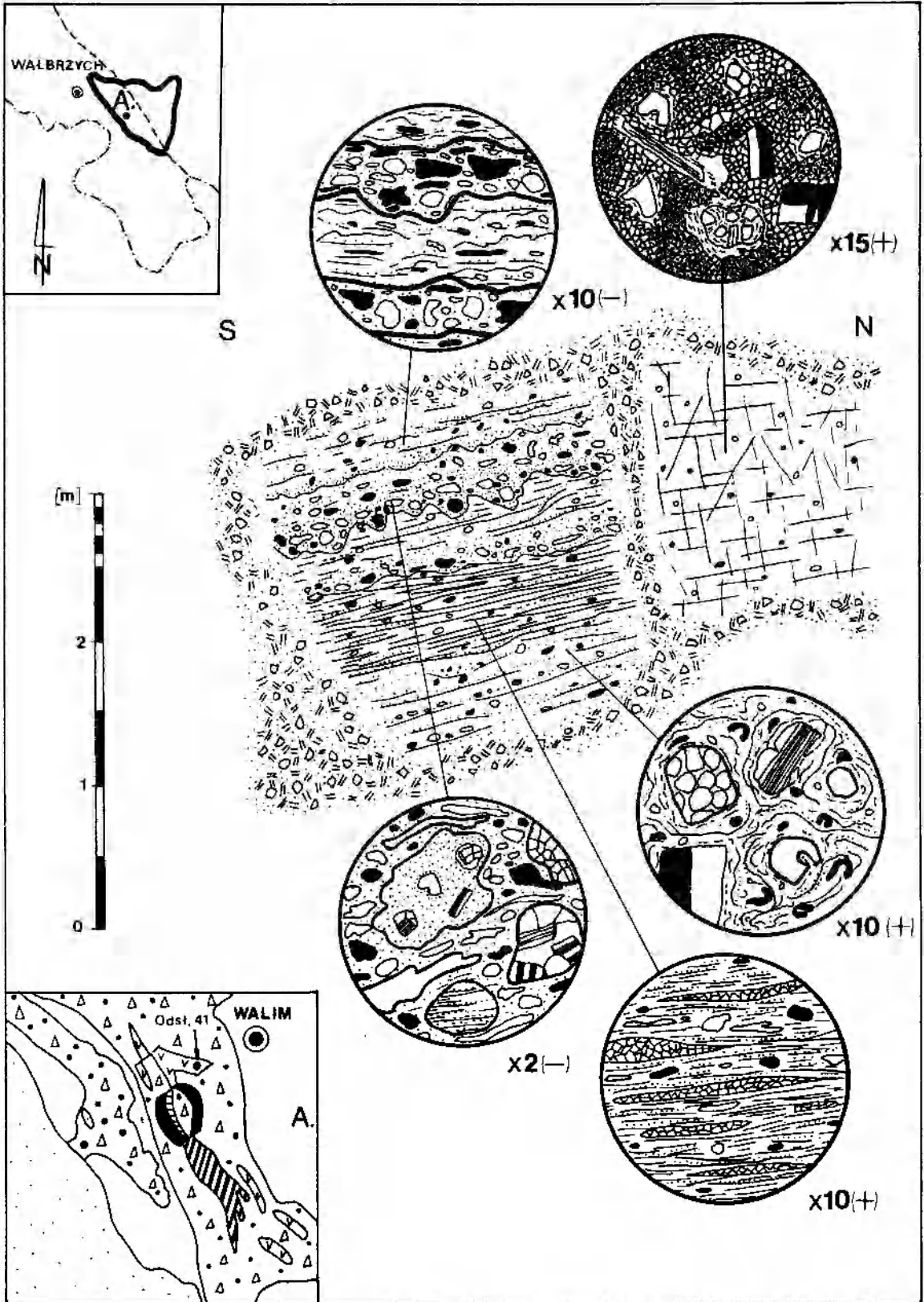


Fig. 49. Szkic odsłonięcia skał piroklastycznych towarzyszących ciału ryolitowemu z Walimia (objaśnienia do fig. A jak na fig. 3, opis skał piroklastycznych w rozdziale *Skały piroklastyczne*)

Sketch of the outcrop of pyroclastic rocks associated with the rhyolite body in Walim (explanations of Fig. A as in Fig. 3; for description of the pyroclastic rocks – see chapter *The pyroclastic rocks*)

magmowych zgrupowana jest właśnie wzdłuż strefy Głuszycy–Rościszów.

Śledząc przebieg strefy Głuszycy–Rościszów poza obszarem Gór Sowich zauważamy, że na niej właśnie znajduje się południowy kraniec dyslokacji Szczawno–Głuszycy (dyslokacja Strugi), którą charakteryzują upady płaszczyzn uskoku skierowane pod gnejsy sowiogórskie (Bederke 1929; H. Teisseyre 1951). W odróżnieniu od następnego odcinka dyslokacji obramowujących krę sowiogórską, zawartego między Głuszcą i Srebrną Górą, w którym upady płaszczyzn uskoku skierowane są generalnie w kierunku depresji śródsudeckiej (por. W. Grocholski 1961). W przedłużeniu strefy tektonicznej Głuszycy–Rościszów, na terenie depresji śródsudeckiej, przebiegała prawdopodobnie granica między pozostałymi z okresu dolnokarbońskiego obniżeniami, wyznaczonymi w przybliżeniu przez wychodnie warstw wałbrzyskich w nieckach noworudzkiej i wałbrzyskiej (Dziedzic 1971). Na uwagę zasługuje również to, że wzdłuż linii wytyczonej przez dyslokację Łomnicy, będącej jakby przedłużeniem strefy Głuszycy–Rościszów w kierunku zachodnim, obserwujemy zakończenie i jednocześnie wyraźny skręt w kierunku równoleżnikowym pasma wulkanitów niecki wałbrzyskiej. Posuwając się dalej wzdłuż tak wytyczonej „równoleżnikowej” linii w kierunku zachodnim zauważamy charakterystyczne, kolankowe przesunięcie biegu wychodni wschodniej gałęzi wulkanitów okalających centralną część depresji śródsudeckiej. Również zachodnia gałąź wulkanitów, które konturują depresję śródsudecką, znajduje jakby swoje „zakończenie” w strefie przecięcia z hipotetycznie wyznaczoną linią, którą można traktować jako przedłużenie w kierunku zachodnim strefy Głuszycy–Rościszów. Uwzględniając wszystkie dotychczas przytoczone spostrzeżenia, trudno uznać je tylko za przypadkową zbieżność okoliczności. Przyjęcie podziału bloku gnejsowego Gór Sowich na region północny (strefę Bystrzycy) i region południowy (strefę Wielkiej Sowy) wydaje się w miarę uzasadnione. Regiony te graniczyłyby ze sobą wzdłuż równoleżnikowej strefy rozgraniczającej, która przebiegałaby między Głuszcą i Rościszowem.

Skąły ryolitowe, tworzące stosunkowo drobne wystąpienia w ramach krystalicznego bloku Gór Sowich, określane były dotychczas różnymi terminami, żeby wymienić tylko dla przykładu: porfiry felsytowe, porfiry kwarcowe (W. Grocholski 1956), porfiry łuszczkowe, porfiry hornblendowe (Gawroński 1958), paleoryolity (Sawicki 1967).

Ryolitom sowiogórskim towarzyszą w omawianej strefie również kersantyty. Zgodnie z dotychczasowymi opiniami miałyby one pochodzić z górnego karbonu i być młodsze od namuru (Petrascheck 1938, 1939; Oberc 1957a). W trakcie prac terenowych w okolicy Walimia natrafiono na nieznanne dotychczas w Górach Sowich wystąpienie skał piroklastycznych (fig. 49). Fragmentarycznie zachowane wychodnie skał piroklastycznych towarzyszą ciału ryolitowemu. Najlepiej dostępne są one obserwacjom w niewielkim, opuszczonym kamieniołomie, położonym na NE stokach wzgórza +583,0 m n.p.m., które znajduje się po zachodniej stronie doliny Walimki, w pobliżu nieczynnej stacji kolejowej w Walimiu (fig. 49). Równie charakterystycznym rodzajem skał współwystępujących z ryolitami są ryolitowe brekcje dyslokacyjne, których obecność świadczy o aktywności dyslokacji, z którymi związane są wystąpienia ciał ryolitowych, również po zablźnieniu ich przez skały magmowe (fig. 50).

RYOLITY I RYOLITOWE BREKCJE DYSLOKACYJNE

Ryolity sowiogórskie, dostępne obserwacjom w wielu odsłonięciach (fig. 47–50), reprezentują właściwie jednolity typ skały porfirowej o afanitowym wykształceniu kremoworóżowego, czerwonego lub szaroczerwonego tła skalnego. W afanitowym tle skalnym tkwią drobne prakryształły skaleni i kwarcu (o wielkości do 0,5 mm) oraz zmiennej wielkości enklawy (nawet do 2,5 cm). Stosunek zawartości prakryształów i enklaw do ciasta skalnego wynosi przeważnie od 1:10 do 1:100 i jest różny w poszczególnych częściach ciał ryolitowych. Wynika to głównie ze zmiennej zawartości enklaw. Obficie występują one jedynie w brzeżnych częściach ciał ryolitowych, podczas gdy w partiach wewnętrznych należą do znacznie rzadziej spotykanych składników skały. Warto zauważyć, że równolegle ze zmniejszającą się zawartością enklaw obserwuje się zmniejszanie się ich przeciętnej wielkości.

Uporządkowane ułożenie prakryształów i drobnych enklaw pozwala niekiedy dostrzec mniej lub bardziej wyraźnie uwydatniającą się strukturę fluidalną skały. Przeważnie jest to jednak struktura bezładna, masywna lub słabo porowata, szczególnie dobrze ukształtowana w częściach wewnętrznych ciał ryolitowych.

Prakryształły kwarcu są zazwyczaj mniej lub bardziej wyraźnie skorodowane magmowo. Zatożki korozyjne wypełnione są zrekrystalizowanym

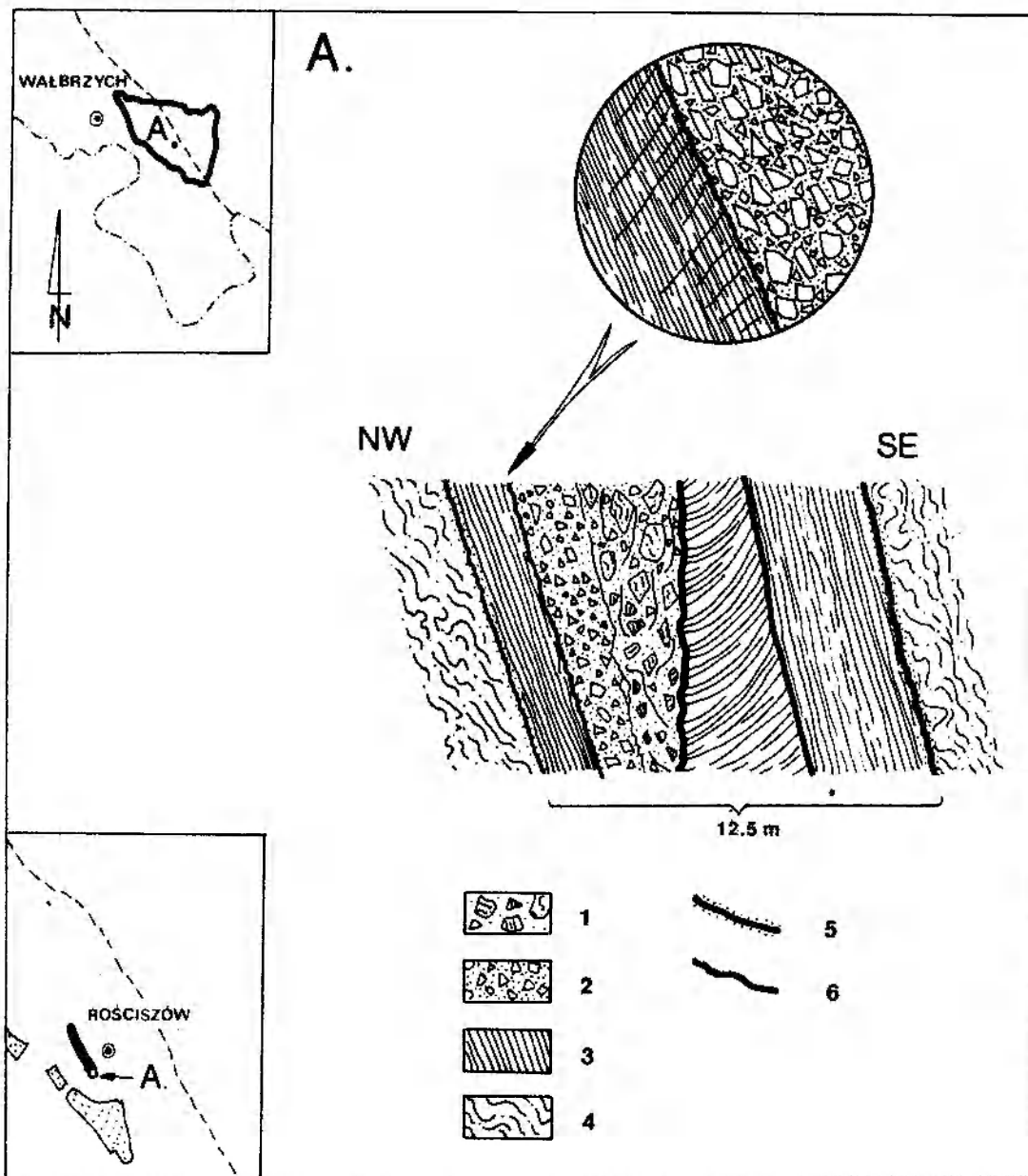


Fig. 50. Szkic odsłonięcia ciała ryolitowego zawierającego ryolitową brekcję dyslokacyjną. Rościszów (Lasocin). 1 – brekcja dyslokacyjna zawierająca okruchy gnejsów sowiogórskich i niewielką ilość okruchów ryolitu; 2 – ryolitowa brekcja dyslokacyjna; 3 – ryolit; 4 – gnejsy sowiogórskie; 5 – strefa kontaktu ryolitu i gnejsów sowiogórskich; 6 – najważniejsze powierzchnie dyslokacyjne

Sketch of the outcrop of the rhyolite body with rhyolite dislocational breccia. Rościszów (Lasocin). 1 – dislocational breccia with pieces of the Sowie Mts. gneisses and with some pieces of rhyolites; 2 – rhyolitic dislocational breccia; 3 – rhyolite; 4 – the Sowie Mts. gneisses; 5 – contact zone of rhyolite and the Sowie Mts. gneisses; 6 – main dislocations

szkliwem (plansza I, 1). Udział fenokryształów kwarcu o jednorodnym, spokojnym wygaszaniu światła jest niewielki. Częściej spotykane są monomineralne agregaty kwarcu, skorodowane magmowo, mozaikowo wygaszające światło, o cechach pozwalających określić je mianem ksenokryształów. Podobnie wykształcone kwarcy, występujące w ryolitach wschodniej części niecki wałbrzyskiej, określane są jako mozaikowe ziarna

kwarcu mylonitycznego (Nemec 1979). Przypuszczalnie tego samego rodzaju kwarcy występują również w leukoryolitach kwarcowych, związanych ze strefami tektonicznymi środkowej części niecki wałbrzyskiej, opisanych przez Plewę (1968), gdzie określone zostały one jako spękane, o falistym lub smużysto-prążkowanym wygaszaniu światła. Warto jednocześnie zauważyć, że ksenokryształy kwarcu są przeważnie kilkakrotnie więk-

sze (do 3,5 mm) od fenokryształów kwarcu. Największe spośród fenokryształów kwarcu nie przekraczają przeważnie wielkości 0,5 mm.

Jednak ilościowo wśród fenokryształów dominują skalenie, podobnej wielkości jak wspomniane już fenokryształy kwarcu. Występują one niekiedy również w postaci zrostów glomerofitowych kilku osobników mineralnych. Wśród fenokryształów skalenia najczęściej występują plagioklasy będące oligoklazami (An_{17-26}). W większości ciał ryolitowych są one zbliżone przeważnie w sposób złożony, tworząc kompleksowe zrosty albitowo-karlsbadzkie. Warto zauważyć, że płaszczyzny zrostu są przeważnie niezbyt wyraźne, stosunkowo dobrze widoczne tylko u osobników lepiej zachowanych. Jedynie w ryolicie z Rzeczek zamiast oligoklazu stwierdzano powszechne występowanie albitu (An_{4-8}). Wydaje się, że albit ten jest wtórny genetycznie i powstał kosztem pierwotnego plagioklazu o składzie oligoklazu. Pomimo braku bezpośrednich dowodów, pośrednio wskazuje na działanie procesów wtórnych silna sylikacja właśnie tego ciała ryolitowego. Obok oligoklazu stwierdzano również stosunkowo często fenokryształy sanidynu (kąąt $2V_2$ w płaszczyźnie \parallel do (010) = 28–39°, kąąt wygaszania x/x na ścianie (010) = 8–9°). Są to zatem sanidyny o naturze „wysokotemperaturowej”, a dość duży kąąt wygaszania na ścianie (010) wskazuje na dużą zawartość albitu. Sanidyny te zbliżone są najczęściej według prawa menebachskiego (dwojaki bliźniacze). Zupełnie sporadycznie stwierdzano występowanie stosunkowo dużych, skorodowanych magmowo, stosunkowo źle zachowanych, obficie niekiedy infiltrowanych drobno dyspergowanym hematytom lub częściowo zastąpionych przez kaolinit i kalcyt fenokryształów ortoklazu. Niekiedy obserwowano także przejawy ich serycytyzacji. Pospolicie obserwowano w nich faliste wygaszanie światła i charakterystyczną plamistość, której obecność stwierdzana przy stosunkowo dużych powiększeniach wskazuje na kryptopertytową budowę. W niektórych preparatach zauważono również słabo zaznaczone przejawy albityzacji owych fenokryształów, postępujące od zewnątrz ku wnętrzu kryształów.

Bardzo charakterystyczną cechą większości omawianych ciał ryolitów sowiogórskich jest niemal zupełny brak pierwotnych łyszczyków (analogiczne spostrzeżenie w odniesieniu do „leukoryolitów kwarcowych” niecki wałbrzyskiej podaje Plewa 1968). Jedynie sporadycznie obserwowano pobiotytowe pseudomorfozy niskodwójłomnych

chlorytów (pennin, klinochlor), obficie wyposażone w układające się zgodnie z jednokierunkową łupliwością (001) sznureczkowate skupienia tlenków żelaza. Pseudomorfozy te nie przekraczały zwykle 0,15 mm długości. Do zupełnie wyjątkowo spotykanych należały natomiast większe skupienia drobnoluseczkowego, jasnego łyszczyku (serycyt). Występuje on częściej jedynie w tych ciałach ryolitowych, które obficie wyposażone są w drobne enklawy.

Akcesorycznie występuje również anataz (w pseudomorfozach po ilmenicie? plansza I, 3). Tworzy on drobne kryształki (0,01–0,03 mm), których identyfikacja sprawia duży kłopot. Wynika to z jednej strony z silnego zamaskowania cech przez procesy przeobrażeniowe (charakterystyczna brunatnawa, słabo przeświecająca aureola), z drugiej zaś strony spowodowane jest nikłym rozmiarem poszczególnych kryształów. Największe osobniki wyróżniają się silnym reliefem, dość dużą dwójłomnością, prostym wygaszaniem, dobrą dwukierunkową łupliwością oraz słabym pleochroizmem.

Obok powyżej wspomnianych składników, na baczność uwagę zasługują drobne enklawy, będące stałym składnikiem ryolitów sowiogórskich (plansza I, 2). Przeważnie są to ksenolity skał krystalicznych kry sowiogórskiej (różnorakie gnejsy sowiogórskie, łupki kwarcowo-łyszczykowe oraz pochodzące z ich dezintegracji ksenokryształy kwarcu, granatów, cyrkonu, turmalinu itp.). W ciałach ryolitowych, które występują wśród utworów kulmu sowiogórskiego (np. w Walimiu), stwierdzono występowanie ksenolitów skał osadowych (drobne otoczaki gnejsów sowiogórskich, rozplynięte fragmenty piaskowców gnejsowych, drobne, wydłużone, nieprzejrzyste okruchy i elementy będące zapewne uprzednio fragmentami roślinnymi itp.). Poszczególne ksenolity otoczone są zwykle charakterystyczną aureolą drobnoluseczkowego serycytu, przetykającego obficie bardzo drobnokrystaliczny agregat kwarcowo-skaleninowy, który tworzy charakterystyczną obwódkę powstałą w rezultacie procesów zachodzących w strefie kontaktu enklaw z magmą (plansza I, 2). Również we wnętrzu wielu enklaw można obserwować przejawy i znamiona oddziaływania gorącego stopu magmowego. W rezultacie skalenie wchodzące w skład ksenolitów są przeważnie silnie zserycytyzowane. Biotyt uległ intensywnemu wybieleniu (bauerytyzacja), przez co jego pleochroizm jest wyraźnie osłabiony. Niejednokrotnie tylko obficie występujące, sznureczkowate skupienia hematytu i towarzyszące mu ziarenka leuko-

ksenu, układające się zgodnie z jednokierunkową łupliwością, pozwalają z dużą pewnością określić pierwotną naturę tego minerału blaszkowego. Równie powszechnie biotyt jest tutaj zastępowany przez pennin. Najmniej podatne na przeobrażenia są kryształy kwarcu, ulegające jedynie obtapieniu (korozji magmowej). Podobnie odporne zachowują się również blaszki fengitu. Jedną z charakterystycznych i powszechnie obserwowanych cech omawianych ksenolitów są mniej lub bardziej zaawansowane przejawy rozmiękczenia, rozluźniania i rozwlekania poszczególnych ich składników, zgodnie z kierunkiem przemieszczania się magmy. Jedną z istotniejszych różnic między ksenolitami skał krystalicznych i ksenolitami skał osadowych polega między innymi na odmiennej podatności ich na rozmiękczenie i rozplywanie się w magmie. Enklawy, będące fragmentem skał osadowych (np. piaskowce gnejsowe), ulegają powszechnie obserwowanemu rozplynięciu i rozwleczeniu składników ziarnistych i blaszkowych w stopie magmowym. Dodatko-

wym, uzupełniającym kryterium identyfikacji rodzaju enklawy może być częstsza obecność w ksenolitach skał krystalicznych minerałów charakterystycznych (syllimanit, granaty, cyrkon, dysten, turmaliny, spinityzowany kordieryt itp.). Warto zauważyć, że enklawy pochodzące z brzeżnych części ciał ryolitowych wykazują stosunkowo mniej wyraźne przejawy rozmiękczenia, rozluźniania i rozwlekania w stopie magmowym (w tym także fragmenty skał osadowych). Procesy te w daleko wyższym stopniu są posunięte w enklawach pochodzących z bardziej wewnętrznych partii ciał ryolitowych. W rezultacie można stwierdzić, że enklawy występujące w brzeżnych częściach ciał ryolitowych znalazły się w stopie magmowym w końcowej fazie formowania. Prawdopodobnie stop magmowy miał tutaj również nieco niższą temperaturę niż w części centralnej formujących się ciał ryolitowych.

Trudno jest obecnie jednoznacznie rozstrzygnąć, które z enklaw pochodzą z najwcześniejszego etapu gromadzenia się magmy ryolitowej, a które

Tabela 22. Analizy chemiczne ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich (w % wag.)
Chemical analyses of rhyolites from the Sowie Mts. and Wałbrzych (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	82,18	78,19	77,47	83,94	80,20	79,02	78,67	77,00	75,56
TiO ₂	0,05	0,05	0,13	0,06	0,02	—	—	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	10,20	11,51	11,79	17,45	11,35	12,27	11,43	12,66	13,32
Fe ₂ O ₃	0,80	1,13	1,21	0,47	śl.	2,65	1,96	1,62	1,22
FeO	0,28	0,50	0,37	0,28	1,02	0,19	0,22	0,42	0,43
MnO	0,02	0,01	0,01	—	—	0,04	0,02	0,01	0,07
MgO	0,19	0,23	0,49	0,76	0,34	0,25	0,40	0,77	0,36
CaO	0,20	0,17	0,34	0,20	0,03	0,85	1,32	0,10	1,88
Na ₂ O	3,16	0,80	1,36	1,91	0,20	—	3,29	0,39	0,96
K ₂ O	1,07	5,90	4,96	3,86	3,86	0,77	0,35	3,05	1,08
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,02	—	0,08	0,23	0,51	—	0,17
H ₂ O+	1,15	1,21	1,10	0,84	1,00	4,07	1,25	3,73	3,05
H ₂ O-	0,30	0,22	0,06	0,11	—	0,42	0,22	0,50	0,05
CO ₂	0,18	—	—	—	—	—	0,99	—	1,63
BaO	0,19	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—
CuO	0,01	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—
S	0,04	0,02	0,01	—	0,30	—	—	—	—
Suma Total	100,03	100,02	99,38	99,88	98,40	100,76	100,63	100,35	99,83

* Ryolit sowiogórski z Rzeczeki — 1; ryolit sowiogórski z Walimia — 2; ryolit sowiogórski z Jedlińskiej Kopy (+ 724,7 m n.p.m.) — 3; porfir z kamieniołomu w Kamieńcu Wałbrzyskim (Grocholski 1965) — 4; porfir ze wzgórza położonego na południe od stacji Wałbrzych Fabryczny (Hoehne 1961) — 5; porfir ze wzgórza Barbarka (kamieniołom E, Grocholski 1965) — 6; porfir ze wzgórza Barbarka (kamieniołom N, Grocholski 1965) — 7; porfir ze wzgórza Barbarka (wkop nr 367, Grocholski 1965) — 8; leukoryolit kwarcowy, mięsistoczerwony (kopalnia Mieszko, poziom — 100 m, Plewa 1968) — 9.

Rhyolite from Rzeczeki — 1; rhyolite from Walim — 2; rhyolite from Jedlińska Kopa (+724.7 m) — 3; porphyry from the quarry in Kamieniec Wałbrzyski (Grocholski 1965) — 4; porphyry from the hill south of the Wałbrzych Fabryczny railway station (Hoehne 1961) — 5; porphyry from the Barbarka hill (the E quarry, Grocholski 1965) — 6; porphyry from the Barbarka hill (the N quarry, Grocholski 1965) — 7; porphyry from the Barbarka hill (outcrop no. 367, Grocholski 1965) — 8; quartz-leucorhyolite, deep red (Mieszko mine, level — 100 m, Plewa 1968) — 9.

znalazły się tam w etapach późniejszych. Wynika to między innymi z tego, że magma ryolitowa powstała prawdopodobnie kosztem skał krystalicznych, których skład musiał być bardzo podobny do obserwowanego wspólnie w Górach Sowich. Jedynym zachowanym reliktem tych skał mogą być fragmenty silnie skorodowanych magmowo, przeważnie źle zachowanych tabliczek ortoklazu.

Tło skalne ryolitów sowiogórskich składa się z mikrokrystalicznego agregatu ksenomorficznych

przerostów skaleni i kwarcu, będących produktem rekrytalizacji pierwotnie szklistej masy ciasta skalnego (plansza XI, 3, 4). Wskazuje na to występowanie tu i ówdzie słabo anizotropowej substancji reprezentującej pierwotne szkliwo lub produkt jego przeobrażeń. Skalenie wchodzące w skład ciasta skalnego wyróżniają się obficie występującym pigmentem hematytowym. Hematyt może również tworzyć nieregularne skupienia o większych rozmiarach, występujące pomiędzy krystalicznymi składnikami ciasta skalnego, Naj-

Tabela 23. Normatywny skład mineralny CIPW ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich
CIPW norms for rhyolites from the Sowie Mts. and Wałbrzych

Składniki (% wag.)	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
Kwarc (Q) Quartz	59,41	50,27	49,11	56,38	62,82	74,44	58,21	61,70	65,89
Ortoklaz (or) Orthoclase	6,35	34,85	29,34	22,85	22,85	4,56	2,05	18,01	6,56
Albit (ab) Albite	26,75	6,77	11,49	16,14	1,68	—	27,82	3,30	7,44
Anortyt (an) Anorthite	0,11	0,84	1,70	0,31	—	2,89	—	0,50	0,46
Korund (C) Corundum	3,79	3,51	3,38	—	6,83	10,37	5,61	8,53	10,47
Hipersten (hy) Hypersthene	—	—	—	1,94	2,70	—	—	—	0,12
Enstatyt (en) Enstatite	0,47	0,57	1,23	—	—	0,62	0,03	1,92	—
Magnetyt (mt) Magnetite	0,69	1,44	0,82	0,67	—	0,74	0,79	1,09	1,25
Hematyt (hm) Hematite	0,32	0,14	0,65	—	—	2,14	1,41	0,86	0,29
Ilmenit (il) Ilmenite	0,09	0,09	0,24	0,11	0,03	—	—	0,18	0,09
Apatyt (ap) Apatite	0,03	0,03	0,03	—	0,06	0,50	1,15	—	0,37
Piryt (pr) Pyrite	0,07	0,04	0,02	—	0,86	—	—	—	—
Kalcyt (cc) Calcite	0,41	—	—	—	—	—	2,13	—	2,80
Magnezyt (mg) Magnesite	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76
H ₂ O	1,45	1,43	1,16	0,95	1,00	4,49	1,47	4,23	3,05
Suma Total	99,94	99,98	99,17	99,89	99,63	100,84	100,67	100,32	99,55
% An w plagioklazie norma- tywnym	0,41	11,04	12,89	1,88	—	100,00	—	13,16	5,83
% An in the normative plagioc- lase									
Suma minerałów salicznych Total of salic minerals	96,41	96,24	95,02	95,68	94,98	92,35	93,69	92,04	90,82
Suma minerałów femicznych Total of femic minerals	2,08	2,31	2,99	3,26	3,65	4,00	5,51	4,05	1,75

* Objasnienia numeracji prób w tabeli 22.

Denotation of samples given in table 22.

większe takie skupienia osiągają nawet około 2,0 mm średnicy. Resztę ciasta skalnego stanowią rozproszone pomiędzy ksenomorficznymi przerozami kwarcu i skaleni drobne skupienia serycytu, illitu oraz nieliczne agregaty pobiotytowych chlorytów, powstałe kosztem przeobrażonych mikroilitów biotytowych.

Do charakterystycznych cech ciasta skalnego niektórych ciał ryolitów sowiogórskich należy występowanie agregatów kwarcu, który nie tworzy przerozów ze skaleniami. W części są to prakryształy kwarcu obrośnięte przez idiomorficzne lub pólidiomorficzne krystality kwarcowe, tworzące wokół prakryształu charakterystyczną aureolę. W większości takich agregatów nie daje się jednak wyróżnić skorodowanego przez magmę prakryształu kwarcu. Najwięcej takich agregatów kwarcu, nie będących ani enklawami, ani prakryształami, lecz integralnym składnikiem ciasta skalnego obserwowano w próbach tych ryolitów, które pochodziły z ciał ryolitowych rozmieszczonych na brzegach „równoleżnikowej” strefy wystąpień Głuszycy–Rościszów (południowym lub północnym). Niektóre partie tych skał złożone są nawet prawie wyłącznie z kwarcu i przypominają wyglądem kwarcolit.

Skład chemiczny ryolitów sowiogórskich jest bardzo podobny do składu chemicznego analogicznych skał pochodzących z wschodniej części niecki wałbrzyskiej (tabela 22, 23). Porównując analizy chemiczne i normy CIPW, dostrzegamy pewne, niewielkie różnice, które – jak się wydaje – jednak mieszczą się w granicach wyznaczonych przez różny stopień zwietrzenia badanych

skał (miał korundu), czy też w ramach normalnego, naturalnie istniejącego zróżnicowania ich składu.

Z wyliczeń wynika (tabela 23), że dominującymi normalnymi składnikami mineralnymi w tych skałach są kwarc (Q) i skalenie alkaliczne (or+ab), przy czym wyraźnie zaznacza się nieomal we wszystkich przypadkach duża zawartość normalnego ortoklazu (or.) Jedyne w jednej próbie (próba 1) omawianych ryolitów sowiogórskich obserwuje się wyraźną przewagę albitu (ab) nad normalnym ortoklazem (or). Jest to zgodne z wynikami badań mikroskopowych, które wykazały występowanie w ryolicie z Rzeczek albitu (An₄₋₈). Składniki femiczne odgrywają w ryolitach sowiogórskich minimalną rolę. We wszystkich analizowanych próbach występują one w ilości mniejszej niż 3%. We wszystkich przypadkach stosunek sal:fem > 7:1, wobec czego można je zaliczyć do klasy I (sal). Jest to całkowicie zgodne z wynikami badań mikroskopowych.

Porównanie głównych parametrów Niggliego (tabela 24) i sporządzonych na tej podstawie diagramów dyferencyjnych (fig. 51) dowodzi dużej jednorodności poszczególnych wystąpień ciał ryolitowych w obszarze Gór Sowich. Jedyne parametry *si* wykazuje znaczne zróżnicowanie. Szczególnie dużą zawartość *si* wykazuje wspomniany już ryolit z Rzeczek (735, próba, 1, tabela 24). Tak dużą wartość tego parametru można wytłumaczyć wtórnym okwarcowaniem (niektóre partie tej skały przypominają wyglądem kwarcolit). Wartości parametrów *al* i *alk* świadczą o stopniu wtórnego przeobrażenia ryolitów sowiogórskich.

Tabela 24. Parametry Niggliego ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich
Niggli parameters for rhyolites from the Sowie Mts. and Wałbrzych

Parametry Niggliego Niggli parameters	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>si</i>	735	595	562	788,7	746,8	706,9	569,3	611,3	712,8
<i>al</i>	53,74	51,62	50,42	41,2	62,3	64,5	48,7	59,1	73,9
<i>fm</i>	10,16	12,35	14,26	16,2	12,7	22,8	16,4	21,6	7,7
<i>c</i>	2,58	1,51	2,79	2,0	0,2	8,3	10,2	0,9	3,1
<i>alk</i>	33,52	34,52	32,53	40,6	24,8	4,4	24,7	18,4	15,2
<i>mg</i>	0,25	0,21	0,37	0,66	0,37	0,14	0,26	0,42	–
<i>k</i>	0,18	0,83	0,71	0,57	0,93	1,00	0,06	0,84	0,43
<i>ti</i>	0,32	0,27	0,69	–	–	–	–	–	0,32
<i>c/fm</i>	0,26	0,12	0,20	–	–	–	–	–	–
<i>co₂</i>	2,20	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>qz</i>	+ 501	+ 357	+ 332	+ 526	+ 548	+ 589	+ 371	+ 438	+ 552

* objaśnienia numeracji prób w tabeli 22.

Explanations: Tab. 22.

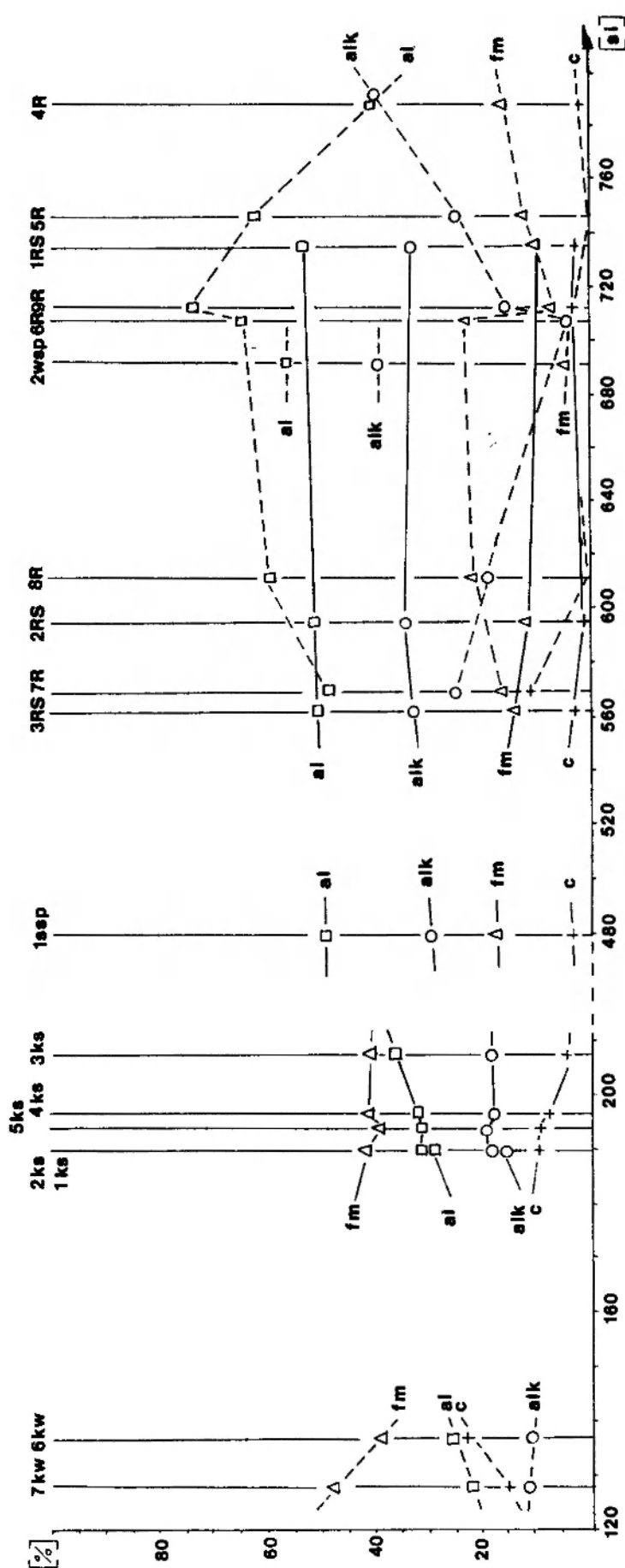


Fig. 51. Diagram dyferencyjny górnokarbońskich skał magmowych Gór Sowie i niecki Wałbrzyskiej (wg. Niggiego 1923). RS — rhyolity sowiogórskie; R — rhyolity wałbrzyskie; ssp — sowiogórskie skały piroklastyczne; wsp — wałbrzyska skała piroklastyczna; ks — kersantyty wałbrzyskie; kw — kersantyty sowiogórskie; al — kersantytowe symbole według tabeli 24. Differentiation of the Upper Carboniferous igneous rocks of the Sowie Mts. and Wałbrzych Coal Basin (after Niggel 1923). RS — the Sowie Mts. rhyolites; R — Wałbrzych rhyolites; ssp — pyroclastic rocks from the Sowie Mts.; wsp — the pyroclastic rock from Wałbrzych; ks — the Sowie Mts. kersantite; kw — Wałbrzych kersantites. Other denotations as in table 24.

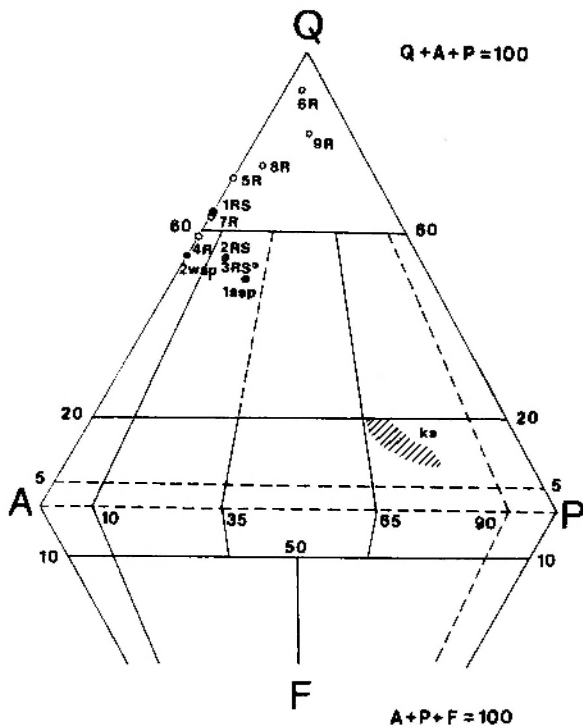


Fig. 52. Pozycja górnokarbońskich skał magmowych Gór Sowich i niecki wałbrzyskiej w podwójnym trójkącie klasyfikacyjnym QAPF. Q – kwarc; A – skalenie alkaliczne; P – plagioklasy (An więcej niż 5%); F – fojdy; ks – pole zakreskowane, orientacyjny skład kersantytów sowiogórskich. Pozostałe symbole jak na figurze 51

QAPF diagram for Upper Carboniferous igneous rocks of the Sowie Mts. and Wałbrzych Coal Basin. Q – quartz; A – alkali feldspars; P – plagioclases (An > 5%); F – fojds; ks – marked field – the tentative distribution of the Sowie Mts. kersantites. Other denotation as in Figure 51

Ryolity sowiogórskie w projekcji na diagramie QAPF (fig. 52) plasują się w polu przewidzianym dla ryolitów właściwych. Jedynie skała z Rzeczeki (1 RS) plasuje się w polu przewidzianym dla kwarcowych granitoidów. Z podobną sytuacją mamy do czynienia w przypadku skał wałbrzyskich. Jedynie ryolit z kamieniołomu w Kamieńcu Wałbrzyskim mieści się w polu przewidzianym dla ryolitu alkalicznoskalieniowego (4R, fig. 52), natomiast pozostałe próby wpadają w pole kwarcowych granitoidów lub nawet kwarcolitu (6R, fig. 52). Wynika to z ich wtórnego okwarcowania (Plewa 1968).

Porównanie otrzymanych wyników analiz chemicznych (tabela 22) z diagramem Herkera (1909) pozwala stwierdzić, że omawiane skały sowiogórskie i wałbrzyskie mieszczą się w polu przewidzianym dla skał typu ryolitów oraz wkraczają w pole skał bardzo bogatych w SiO₂ (kwarcowe granitoidy).

Na podstawie projekcji parametrów τ ((Al₂O₃ – Na₂O)/TiO₂ % wag.) i σ ((K₂O + Na₂O)²/(SiO₂ – 43) % wag.) na diagramie Gottiniego-Rittmana (fig. 53) można stwierdzić, że ryolity sowiogórskie zajmują w nim podobne położenie jak analogiczne skały wschodniej części niecki wałbrzyskiej i plasują się w polu przewidzianym dla magm obszarów orogenicznych.

Bardzo duże podobieństwo ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich wynika z projekcji wyników analiz chemicznych na różnych diagramach wariacyjnych. Szczególnie mały rozrzut punktów projekcyjnych obserwuje się na diagramach wariacyjnych opartych na stosunku SiO₂ do TiO₂ (fig. 54) i FeO + Fe₂O₃ do MgO (fig. 55). Wskazuje to na ustabilizowaną, mało zmieniającą się w poszczególnych wystąpieniach ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich zawartość SiO₂, TiO₂, FeO + Fe₂O₃ oraz MgO. Jednak biorąc pod uwagę bardziej czule składniki chemiczne (Na₂O, K₂O, CaO) zauważamy znacznie większe zróżnicowanie omawianych skał (fig. 56). Podobnie duże zróżnicowanie obserwujemy biorąc pod uwagę stosunek SiO₂ do sumy alkaliów (fig. 57), które są jeszcze czulszym wskaźnikiem różnicującym. Duża zawartość Na₂O w ryolicie z Rzeczeki (fig. 56) wskazuje na stwierdzoną już mikroskopowo albityzację (albit An₄₋₈). Ryolity sowiogórskie i wałbrzyskie plasują się na diagramie wariacyjnym, opartym na stosunku SiO₂ do sumy alkaliów (fig. 57), w polu przewidzianym dla skał, których macierzysta magma miała skład trachybazaltu (szereg śródziemnomorski, potasowy). W trójkącie Larsena (1938) ryolity sowiogórskie nie wykazują rozrzutu punktów projekcyjnych (fig. 58). Plasują się w miejscu, w którym należało ich oczekiwać. Ryolity wałbrzyskie natomiast cechuje duży rozrzut punktów projekcyjnych. Wiązać to można z bezładną akumulacją kryształów w początkowej fazie krystalizacji lub z intensywnymi przemianami wtórnymi. W świetle badań Plewy (1968) druga możliwość jest najbardziej prawdopodobna. Znacznie wyraźniejsze zróżnicowanie położenia punktów projekcyjnych ryolitów sowiogórskich uzyskujemy na diagramie wariacyjnym opartym na stosunku wskaźnika felsytowego do wskaźnika maficznego (fig. 59). Również i na tym diagramie ryolity wałbrzyskie wyróżniają się znacznie większym rozrzutem punktów projekcyjnych. Wiązać to należy z intensywnymi przemianami wtórnymi ryolitów wałbrzyskich (*loco cit.*). W świetle dotychczasowych spostrzeżeń należy stwierdzić, że ryolity sowiogórskie są skałami, w których procesy wtórne zaznaczyły się w stosunkowo niewiel-

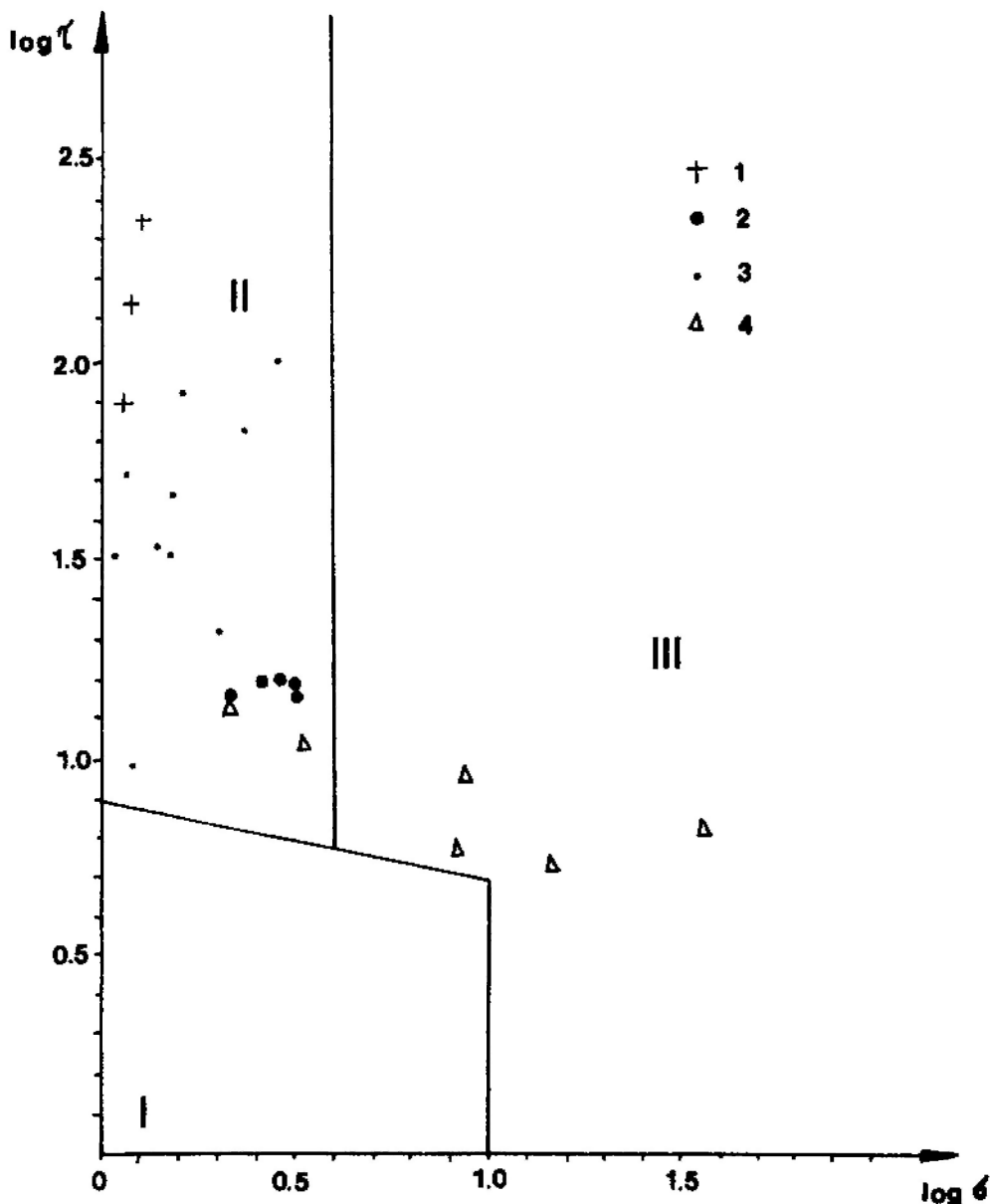


Fig. 53. Usytuowanie ryolitów i kersantytów sowiogórskich na diagramie Gottiniego-Rittmanna (Rittmann 1973) na tle analogicznych skał niecki wałbrzyskiej (skały wałbrzyskie wg Grochołskiego 1981). 1 – ryolity sowiogórskie; 2 – kersantyty sowiogórskie; 3 – ryolity wałbrzyskie; 4 – trachybazalty wałbrzyskie. I – pole law obszarów nieorogenicznych; II – pole law obszarów orogenicznych; III – pole alkalicznych derywatywów obu wymienionych grup law

Gottini-Rittmann diagram (Rittmann 1973) for rhyolites and kersantites of the Sowie Mts. and Wałbrzych Coal Basin (data for the rocks from Wałbrzych Coal Basin after Grochołski 1981). 1 – the Sowie Mts. rhyolites; 2 – the Sowie Mts. kersantites; 3 – Wałbrzych rhyolites; 4 – Wałbrzych trachybasalts. I – field of lavas in the unorogenic areas; II – field of lavas in the orogenic areas; III – field of the alkaline derivatives of I and II

kim stopniu (najintensywniej w ryolicie z Rzeczki).

Celem uwypuklenia podstawowych cech charakterystycznych ryolitów sowiogórskich i porównania ich z analogicznymi cechami ryolitów wschodniej części niecki wałbrzyskiej, zestawiono je tabelarycznie (tabela 25).

Na podstawie przytoczonych dotychczas spostrzeżeń dotyczących ryolitów sowiogórskich, po

porównaniu ich z charakterystyką ryolitów wschodniej części niecki wałbrzyskiej (A. Grochołski 1965; Plewa 1968; Nemeč 1979; tabela 25) można stwierdzić, że ryolity sowiogórskie wykazują największe podobieństwa do ryolitów wschodniej części niecki wałbrzyskiej z ich południowo-wschodniego odcinka pasma wychodni (odcinka Jedlina-Grzmiąca). O skałach tych Nemeč (1979) pisze: „W północnej części wystąpięń (Rusinowa-

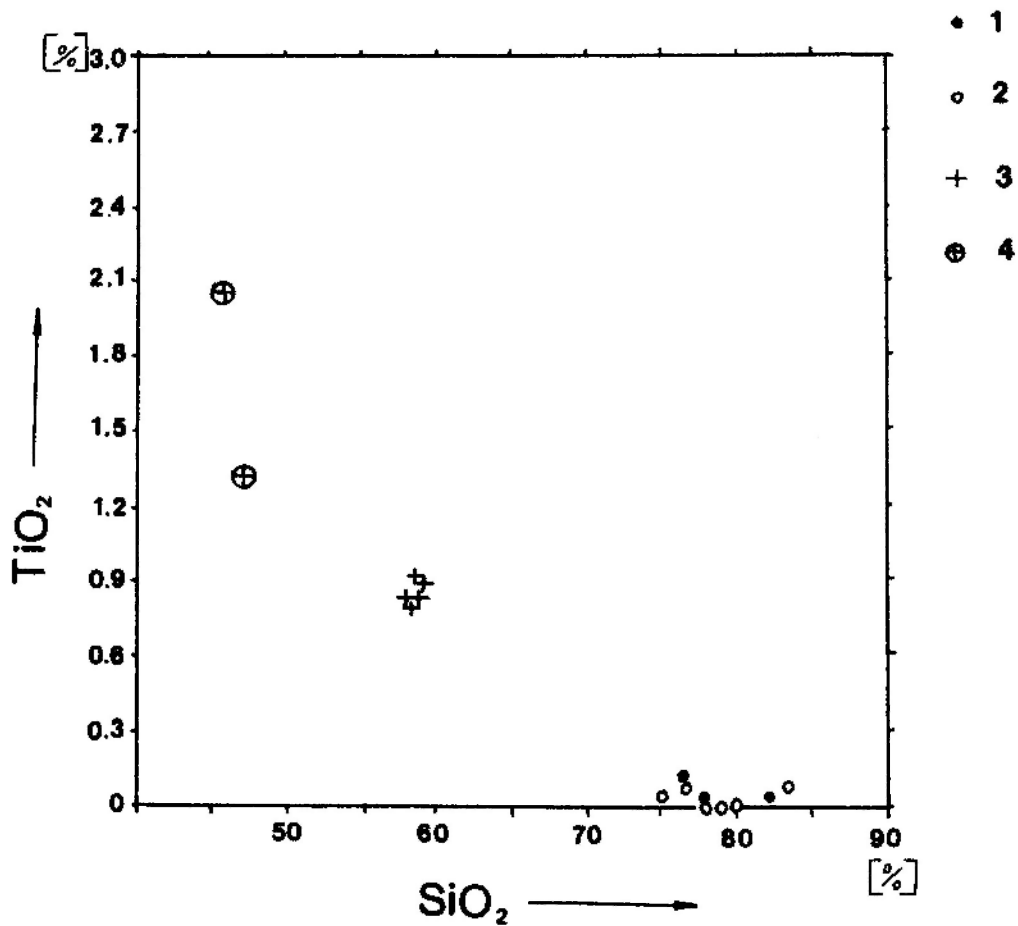


Fig. 54. Relacja TiO_2 względem SiO_2 ryolitów i kersantytów sowiogórskich na tle analogicznych skał niecki wałbrzyskiej. 1 – ryolity sowiogórskie; 2 – ryolity wałbrzyskie; 3 – kersantyty sowiogórskie; 4 – kersantyty wałbrzyskie
 Graph of TiO_2 against SiO_2 for rhyolites and kersantites from the Sowie Mts. and from Wałbrzych Coal Basin. 1 – the Sowie Mts. rhyolites; 2 – Wałbrzych rhyolites; 3 – the Sowie Mts. kersantites; 4 – Wałbrzych kersantites

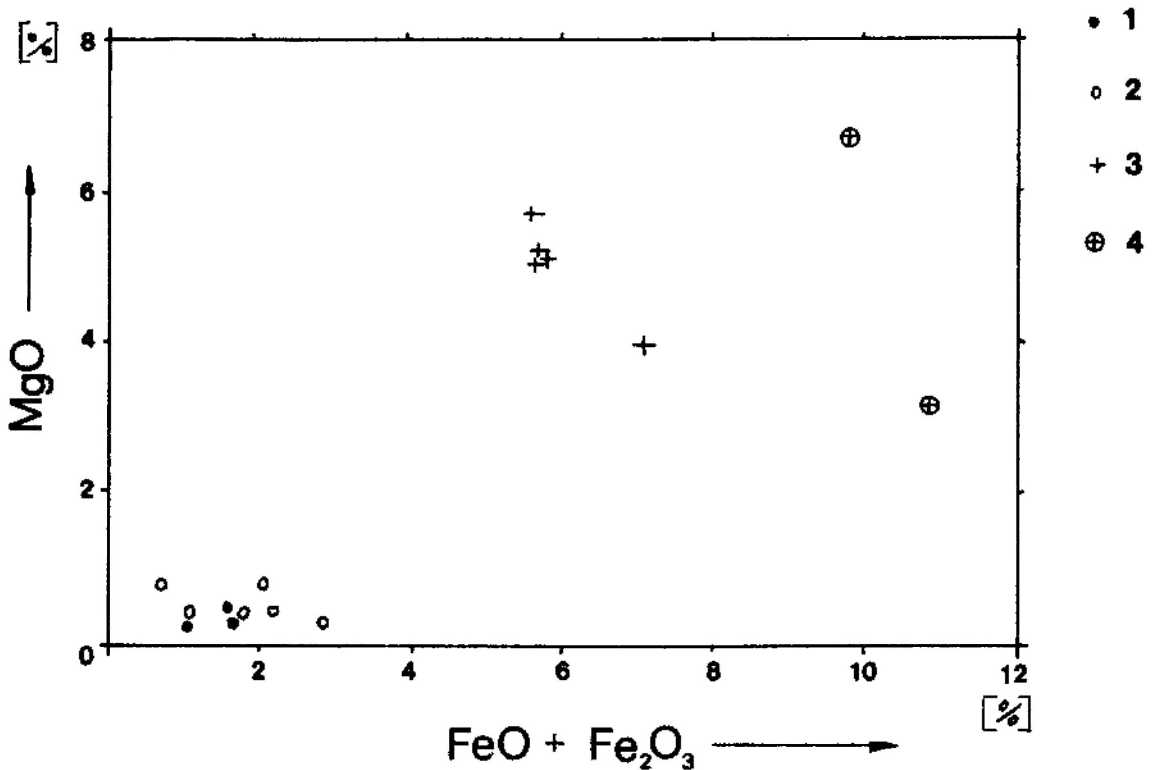


Fig. 55. Relacja MgO względem $FeO + Fe_2O_3$ ryolitów i kersantytów sowiogórskich na tle analogicznych skał niecki wałbrzyskiej. Objaśnienia jak na figurze 54
 Graph of MgO against $FeO + Fe_2O_3$ for rhyolites and kersantites from the Sowie Mts. and from Wałbrzych Coal Basin. Explanations as in Figure 54

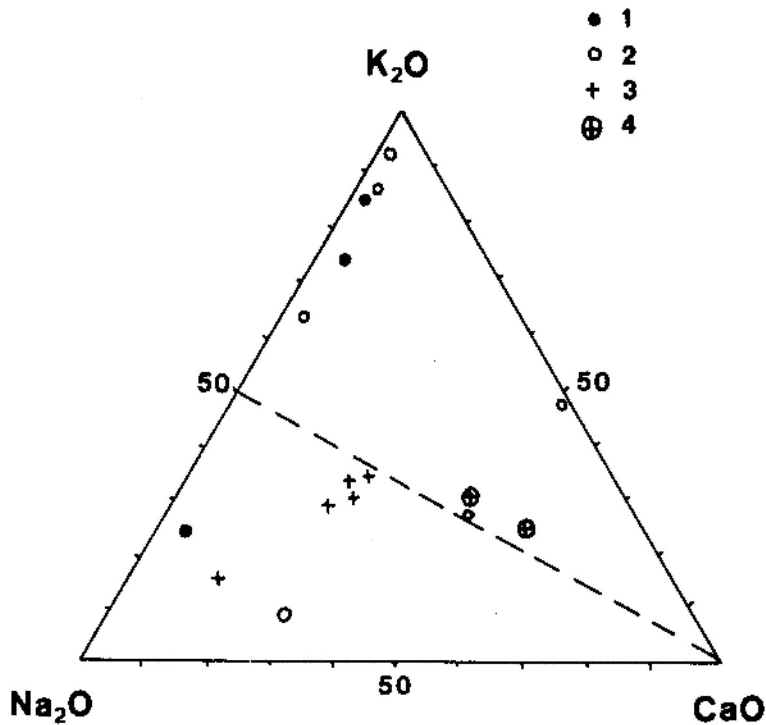


Fig. 56. Trójkąt wariacyjny oparty na parametrach K_2O , Na_2O i CaO skał magmowych Gór Sowich i niecki wάλbrzyskiej. Objaśnienia jak na figurze 54

Variational triangle of K_2O , Na_2O and CaO parameters for igneous rocks from the Sowie Mts. and Wálbrzych Coal Basin. Explanations as in Figure 54

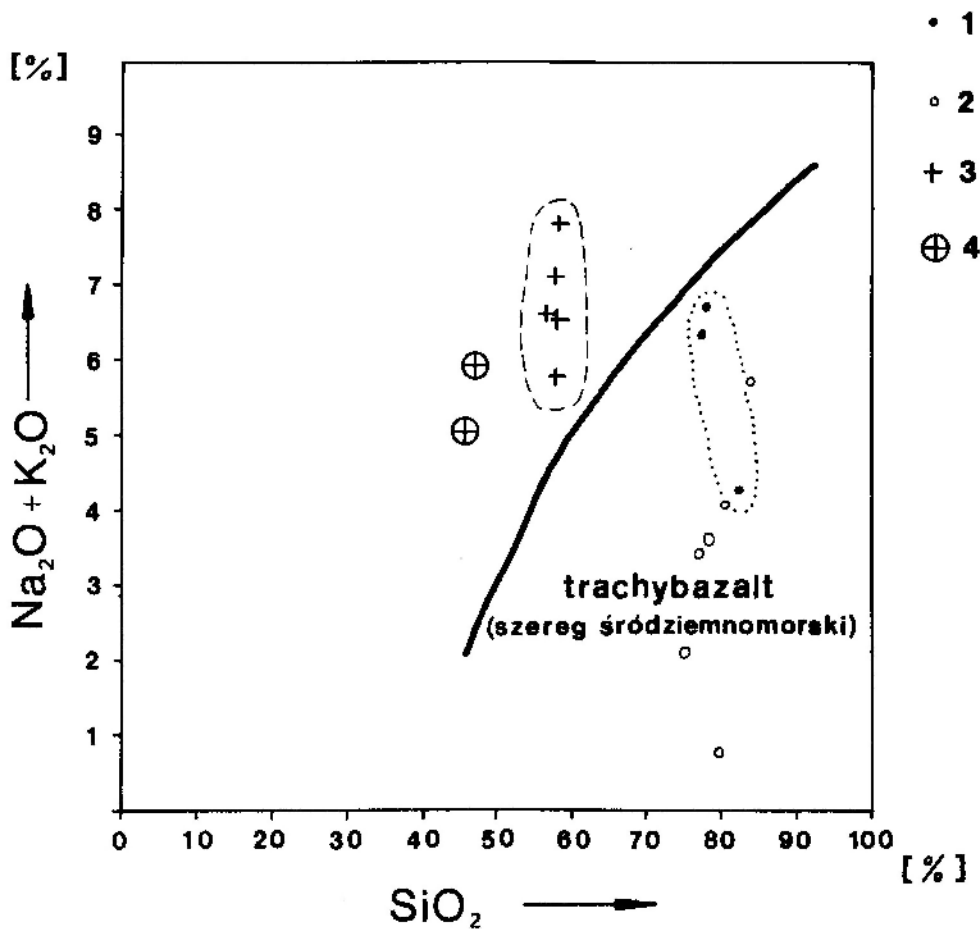


Fig. 57. Relacja sumy alkaliów względem SiO_2 ryolitów i kersantytów sówiogórskich na tle analogicznych skał niecki wάλbrzyskiej. Objaśnienia jak na figurze 54

Alkalies against SiO_2 for rhyolites and kersantites from the Sowie Mts. and Wálbrzych Coal Basin. Explanations as in Figure 54

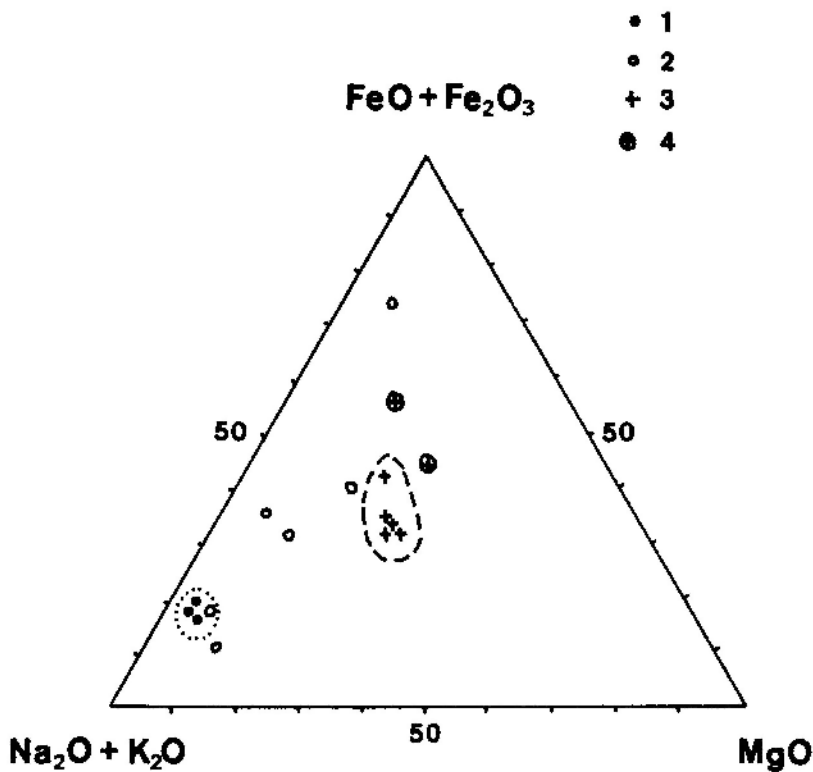


Fig. 58. Ryolity i kersantyty sowiogórskie oraz analogiczne skały niecki wałbrzyskiej w projekcji Larsena (1938). Objaśnienia jak na figurze 54

Larsen diagram (1938) for rhyolites and kersantites from the Sowie Mts. and Wałbrzych Coal Basin. Explanations as in Figure 54

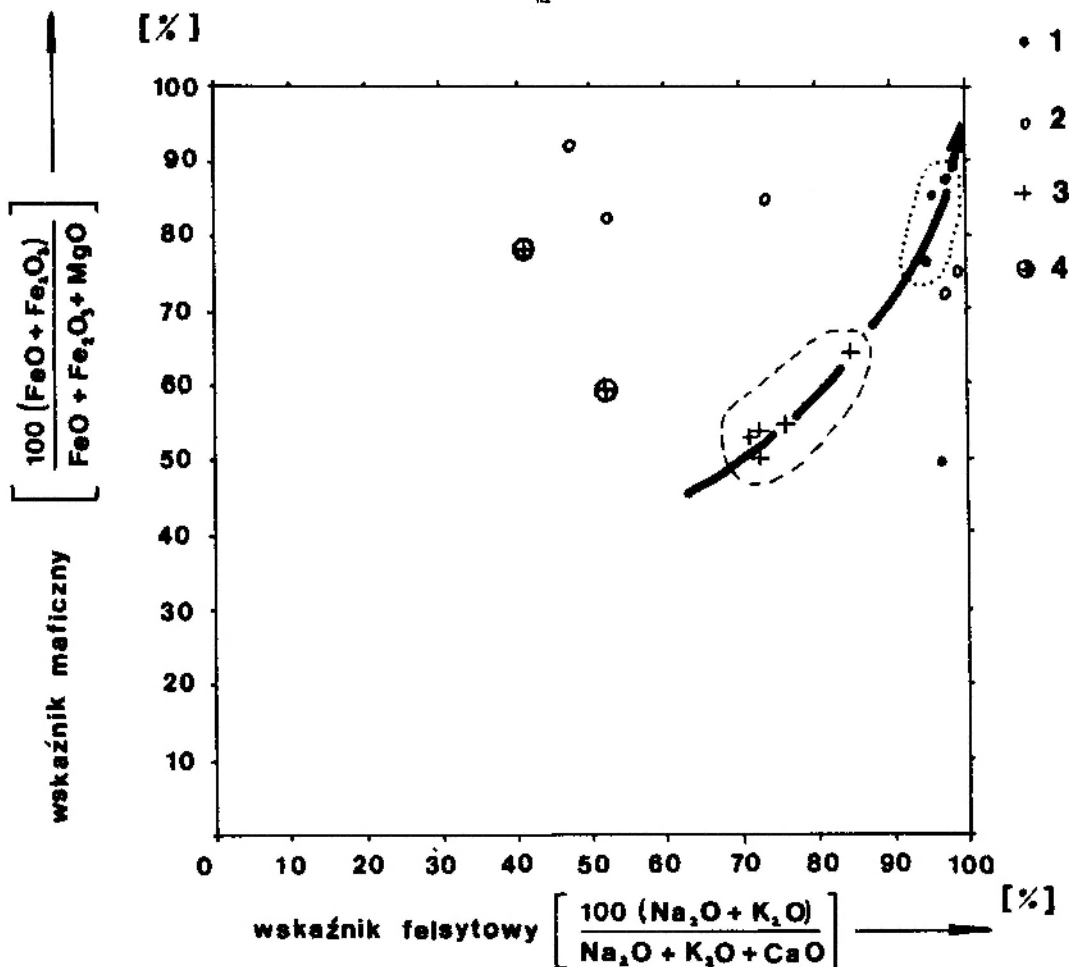


Fig. 59. Relacja wskaźników maficznego i felsytowego (Simpson 1954; Carmichael *et al.*, 1974) ryolitów i kersantytów sowiogórskich na tle analogicznych skał niecki wałbrzyskiej. Objaśnienia jak na figurze 54

Mafic and felsic indices for rhyolites and kersantites from the Sowie Mts. and Wałbrzych Coal Basin. Explanations as in Figure 54

Tabela 25. Porównanie wybranych cech ryolitów sowiogórskich i wałbrzyskich*
Comparison of the Sowie Mts. rhyolites with Wałbrzych rhyolites

Cecha Properties	Ryolity sowiogórskie Rhyolites from the Sowie Mts.	Ryolity wałbrzyskie Rhyolites from Wałbrzych
Barwa Colour	Kremoworóżowa do szaroczerwonej Creamypink to greyishred	Kremowoszara do szaroróżowej Creamygrey to greyishpink
Więźba Fabric	Porfirowa (fluidalna lub bezładna) Porphyreous (fluidal or random)	Porfirowa (fluidalna lub bezładna) Porphyreous (fluidal or random)
Zawartość prakryształów Content of phenocrysts	Od kilku do kilkunastu procent objętości skały From several vol. % to a dozen or so vol. %	Od kilku (w części SE pasma wychodni) do kilkudziesięciu (w części NW pasma wychodni) procent objętości skały From several vol. % (in the SE part of the outcrop) to tens vol. % (in the NW part of the outcrop)
Obecność enklaw Enclaves	Niezwykle powszechna, zwłaszcza w brzeżnej części ciał ryolitowych Common, especially in the marginal part of the rhyolitic body	Powszechna Common
Prakryształy Phenocrysts	60-80% skaleni (sanidyn, oligoklaz, ortoklaz – ksenokryształy?, albit – w ryolicie z Rzeczeki), 4-20% kwarcu, 0,5-3,0% łyszczków (biotyt) 60-80% of feldspars (sanidine, oligoclase, orthoclase – xenocrysts?, albite – in rhyolite from Rzeczeki), 4-20% of quartz, 0,5-3,0% micas (biotite)	50-70% skaleni (albit, sanidyn), 10-40% kwarcu, 10-20% łyszczków (biotyt) 50-70% of feldspars (albite, sanidine), 10-40% of quartz, 10-20% of micas (biotite)
Ciasto skalne Ground mass	Mikrokrystaliczny agregat kwarcowo-skaleniowy (oraz w niewielkiej ilości: hematyt, serycyt, illit, pobiotytove chloryty) Microcrystalline aggregate of quartz and feldspar (also a few amount of hematite, sericite, illite, post-biotite chlorites)	Mikrokrystaliczny agregat kwarcowo-skaleniowy, liczne pseudomorfozy po łyszczkach Microcrystalline aggregate of quartz and feldspar, numerous pseudomorphs after micas
Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Anataz, ilmenit, apatyt, cyrkon Anatase, ilmenite, apatite, zircon	Apatyt, cyrkon, leukoksen, ilmenit Apatite, zircon, leucoxene, ilmenite
Przeobrażenie wtórne Secondary alternations	Sylifikacja, hematytyzacja, serycytyzacja, chlorytyzacja, kaolinityzacja, illityzacja, albityzacja (ryolit z Rzeczeki), karbonatyzacja Silicization, hematitization, sericitization, chloritization, kaolinitization, illitization, albitization (rhyolite from Rzeczeki), carbonatization	Albityzacja, sylifikacja, hematytyzacja, serycytyzacja, illityzacja, kaolinityzacja, karbonatyzacja Albitization, silicization, hematitization, sericitization, illitization, kaolinitization, carbonatization
Obecny skład chemiczny Present chemical composition	Ryolit, kwarcowy granitoid (granofir) Rhyolite, quartz granitoides (granophyre)	Ryolity alkalicznoskaleniowe, kwarcowe granitoidy (granofiry), kwarcolity (sileksyty) Alkali-feldspar rhyolites, quartz granitoides (granophyres), sileksites
Pierwotny skład chemiczny Primary chemical composition	Ryolity Rhyolites	Ryolity Rhyolites

* Charakterystyka ryolitów wałbrzyskich oparta na opisach i danych zawartych w: Grocholski (1965), Plewa (1968), Nemeč (1979).

Description of Wałbrzych rhyolites has been made on the basis of data and descriptions given in Grocholski (1965), Plewa (1968), Nemeč (1979).

Jedlina) ryolity obfitują w stosunkowo duże fenokryształy kwarcu, podczas gdy w kierunku południowym (Jedlina-Grzmiąca) wielkość i udział tego składnika stopniowo, lecz wyraźnie w nich maleje, w tym też kierunku porfiry kwarcowo-skaleniowe (zawierające albit i skałki alkaliczne o cechach sanidynu) przechodzą stopniowo w porfiry skaleniowe, zawierające drobne tylko i coraz mniej liczne fenokryształy kwarcu oraz drobniejsze, mniej liczne fenokryształy skaleni. W ryolitach tych wiele fenokryształów kwarcu i sanidynu wykazuje przejawy korozji magmowej (często zaawansowanej). Wśród fenokryształów tych spotyka się poza tym mozaikowe ziarna kwarcu mylonitycznego i ksenolity łupków kwarcowo-łuszczkowych ...”.

Występowanie ryolitowych brekcji dyslokacyjnych stwierdzono w strefie uskoku Jedlinki (pisze o tym również W. Grocholski 1961) i w okolicy Rościszowa (Lasocin k/Rościszowa, fig. 50). W kilku zaniechanych już kamieniołomach można tutaj prześledzić wąskie, lecz bardzo długie ciała ryolitowe, występujące pośród gnejsów sowiogórskich. Szerokość jego nie przekracza zwykle kilku lub kilkunastu metrów, podczas gdy długość można określić na blisko dwa kilometry. Bieg jego zmienia się z kierunku NE-SW na odcinku południowym, na kierunek NNW-SSE na znacznie dłuższym odcinku północnym. Upady są bardzo strome (60–75°) i skierowane na SSE (na odcinku południowym) i NNE (na odcinku północnym). Ciało to ma bardzo wyrównane powierzchnie ograniczające: stropową i spągową. Generalnie można stwierdzić, że orientacja ciała ryolitowego nawiązuje do biegu i upadu powierzchni foliacji w otaczających gnejsach. W niektórych odcinkach jego rozprzestrzenienia obserwowano palczaste rozgałęzienie się (bifurkacje) na dwie lub trzy formy, przebiegające nieomal równoległe obok siebie. Przestrzenie między nimi wypełnione są wówczas klinowatymi ciałami brekcji dyslokacyjnej (fig. 50). Omawiane ciało ryolitowe ma budowę strefową, wskazującą na wielofazowy rozwój. Powierzchnie ograniczające poszczególne strefy ułożone są zgodnie z biegiem i upadem lub diagonalnie przecinają omawiane ciało ryolitowe. Część zewnętrzną tworzy ryolit o dostrzegalnej teksturze laminowanej i doskonałej podzielności drobnopłytkowej. Część wewnętrzną tworzy ryolitowa brekcja dyslokacyjna. Na tych odcinkach rozprzestrzenienia ciała ryolitowego, na których obserwuje się bifurkacje, ryolitowej brekcji dyslokacyjnej może towarzyszyć również gnejsowa brekcja dyslokacyjna.

Ryolit dostępny obserwacjom w kilku zaniechanych kamieniołomach reprezentuje typ skały porfirowej, o afanitowym wykształceniu szaroczerwonego tła skalnego. Fenokryształy dostrzegalne makroskopowo są nieliczne. Wielkość ich nie przekracza 0,5 mm.

W obrazie mikroskopowym omawiany ryolit reprezentuje typ skały o więźbie porfirowej z felsytowym ciastem skalnym. Stosunek zawartości fenokryształów do ciasta skalnego zmienia się w poszczególnych częściach ciała ryolitowego i wynosi od 1:4 do 1:50. Fenokryształy najobficiej występują w ryolicie o dostrzegalnej teksturze laminowanej i doskonałej podzielności drobnopłytkowej. Przeciętna wielkość fenokryształów mieści się w przedziale od 0,1 do 0,2 mm. Fenokryształy kwarcu są zazwyczaj bardzo wyraźnie skorodowane magmowo. Wygaszają światło spokojnie. Jednak dominującym ilościowo składnikiem fenokryształów są skaleni. Mogą występować w postaci zrostów glomerofiwowych kilku osobników mineralnych. Bardzo daleko posunięte przemiany wtórne fenokryształów skaleni (karbonatyzacja, kaolinityzacja, serycytyzacja itp.) uniemożliwiają ich dokładniejszą identyfikację. Jednak nic nie wskazuje na to, by różniły się one w stopniu istotnym od powyżej opisywanych już ryolitów sowiogórskich. Stwierdzenie to zdaje się popierać występowanie tu i ówdzie reliktywów niezupełnie jeszcze zmienionych fenokryształów skaleni należących do skaleni potasowych i plagioklazów. Prawie wszystkie obserwowane relikty skaleni wykazują obecność zbliźniaczeń (manebachskie, albitowo-karlsbadzkie). Relikty plagioklazów zdają się być oligoklazem (An_{23} ?), natomiast relikty skaleni potasowych są najprawdopodobniej sanidynami (kąt $2V_x$ w płaszczyźnie \parallel (010) = 36°, kąt wygaszania x/x na ścianie (010) = 11°). Są to zatem sanidyny o naturze „wysokotemperaturowej”, a duży kąt wygaszania na ścianie (010) związany jest z obecnością albitu. Charakterystyczną cechą tej skały, podobnie jak i wyżej opisywanych ryolitów sowiogórskich, jest nieomal zupełny brak pierwotnych łuszczków. Cechą odróżniającą omawiany ryolit od dotychczas opisywanych ryolitów sowiogórskich jest brak nawet drobnych enklaw, tak przecież pospolitych w pozostałych ciałach ryolitowych. Ciasto skalne stanowi skrytokrystaliczną masę mineralną trudną do identyfikacji nawet przy bardzo dużych powiększeniach. Jedynie sporadycznie udaje się wyróżnić drobne mikrolity skaleni, kwarcu i rozproszonych pomiędzy nimi drobnopłytkowych, jasnych łuszczków (serycyt?). Obfi-

cie występujący w skałe pigment hematytowy związany jest przeważnie ze skaleniami. Część skaleniowego tła skalnego jest intensywnie skarbonatyzowana. Bywa, że kalcyt stanowi blisko 30% objętości zmienionej wtórnie skały. W cieście skalnym spotyka się rozproszone, drobne skupienia słabo anizotropowej substancji reprezentującej relikty szkliwa.

Tworzące wewnętrzną część ciała ryolitowego brekcje dyslokacyjne złożone są z ostrokrawędzistych fragmentów ryolitu i gnejsu (fig. 50). Fragmenty te mają zróżnicowaną wielkość i mieszczą się w szerokim przedziale od dziesiątych części milimetra do kilkudziesięciu centymetrów (największy obserwowany miał średnicę jednego metra). Rozmieszczone są one bezładnie, a jedynym elementem porządkującym są powierzchnie ograniczające strefę zajętą przez brekcje dyslokacyjne. Spoistość nadaje brekcjom dyslokacyjnym kalcyt, wypełniający prawie wszystkie przestrzenie między fragmentami skalnymi. Występowanie kalcytu w roli czynnika cementującego należy wiązać z wytrącaniem się z niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych, które niewątpliwie krążyły wzdłuż licznych spękań i drobnych powierzchni dyslokacyjnych we wnętrzu omawianych brekcyj. Wskazuje na to żyłowa forma wielu wypełnień kalcytowych, szczególnie częsta na kontakcie między strefą zajętą przez ryolit o dostrzegalnej teksturze laminowanej i doskonałej podzielności drobnopłytkowej. Efektem działalności roztworów hydrotermalnych jest także powszechna karbonatyzacja (kalcyt) fragmentów ryolitowych i gnejsowych, które wchodzi w skład omawianych brekcyj dyslokacyjnych.

Roztwory hydrotermalne oddziaływały również na skały otaczające omawiane ciało ryolitowe. W strefie egzokontaktu obserwuje się występowanie strefy silnie skarbonatyzowanych gnejsów, przy czym stopień karbonatyzacji jest największy w bezpośrednim kontakcie z ryolitem i stopniowo ulega zmniejszeniu na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów. W gnejsach tych kalcyt występuje w postaci drobnych żyłek (o miąższości 0,5 mm) o budowie jednofazowej oraz jako pseudomorfozy po minerałach skałotwórczych gnejsu. Bywa, że stopień karbonatyzacji gnejsu jest tak duży, że kalcyt stanowi blisko 90% objętości skały (w strefie bezpośredniego kontaktu z ryolitem). Karbonatyzacja została ułatwiona silnym uprzednim pokruszeniem skał występujących w strefie egzokontaktu. Wskazuje na to występowanie drobnych luster tektonicznych, bogato pokrytych rysami ślizgowymi, których kieru-

nek zdradza bliskie pionowym przemieszczenia się względem siebie mas skalnych. W strefie endokontaktu ryolit zawiera liczne drobne enklawy gnejsu. W niektórych miejscach jest ich tak dużo, że można sądzić iż następowała tutaj infiltracja magmy w skruszone uprzednio gnejsy.

W świetle przytoczonych dotychczas spostrzeżeń można stwierdzić, że magma ryolitowa wykorzystywała osłabione dyslokacjami strefy w skałach krystalicznych bloku Gór Sowich, natomiast obserwowane ryolitowe brekcje dyslokacyjne są dowodem kolejnych, młodszych etapów działalności tektonicznej w tych zabliznionych już magmą strefach tektonicznych.

SKAŁY PIROKLASTYCZNE

Napotymano je jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie ciała ryolitowego w Walimiu (fig. 49). Dobra zwięzłość tych skał sprawiła, że wraz z jeszcze bardziej odpornymi ryolitami tworzą one pozytywne elementy w morfologii zapadliska walimskiego. Opisywane skały piroklastyczne mają przeważnie różowoszarą lub brunatnoszarą barwę. Niektóre ławice, te najbardziej drobnoziarniste, są zielonkawoszare lub zielonkawoczerwone. W efekcie wybielającego oddziaływania procesów pomagmowych (np. wskutek długotrwałego krążenia niskohydrotermalnych roztworów pomagmowych) w niektórych partiach odsłonięcia obserwowano białawą barwę skał piroklastycznych.

W omawianych skałach materiał piroklastyczny wymieszany jest w różnych proporcjach z materiałem epiklastycznym (plansza I, 4, tabela 26). Swoim składem odpowiadają one litoklastycznym skałom piroklastycznym (tabela 26).

Składniki piroklastyczne stanowią: okruchy ryolitów, które są identyczne z występującymi w sąsiedztwie ryolitami tworzącymi ciała skał magmowych, okruchy zdewitryfikowanego, felsytowego i mikrokrystalicznego ciasta skalnego ryolitów, okruchy zdewitryfikowanego szkliwa o charakterystycznie brudnobrunatnej barwie i wreszcie rzadziej spotykane, skorodowane magmowo fenokryształy skaleni i kwarcu. Składniki epiklastyczne stanowią: okruchy gnejsów sowiogórskich, okruchy osadowych skał kulmu sowiogórskiego (piaskowce gnejsowe, łupki węgliste), ziarna detrytycznego kwarcu, skaleni (oligoklaz, mikroklina), blaszki i agregaty blaszkowe biotytu, fengitu i pobiotytowych chlorytów (pennin, klinochlor), wreszcie nieliczne ziarna granatów, cyrkonu, turmalinów, minerałów nieprzezroczystych, ziarniste skupienia fibrolitu itp.

Tabela 26. Charakterystyka petrograficzna skał piroklastycznych z Walimia (w % obj., analizy mikrometryczne)
 Petrography of pyroclastic rocks from Walim (vol. %, modal analyses)

		1	2	3	
Szkielec ziarnowy Framework	Składniki piroklastyczne Pyroclastic components	Okruchy ryolitów sowiogórskich Pieces of the Sowie Mts. rhyolites	18,2	10,5	17,1
		Okruchy zdewitryfikowanego, felsytowego i mikrokrystalicznego ciasta skalnego Pieces of the devitrificated, felsitic and microcrystalline ground mass	2,9	3,7	8,3
		Okruchy zdewitryfikowanego szkliwa Pieces of the devitrificated volcanic glass	4,7	1,3	3,6
		Fenokryształy skaleni, kwarcu Feldspars, quartz phenocrysts	2,6	0,2	0,7
	Składniki epiklastyczne Epiclastic components	Okruchy gnejsów sowiogórskich Pieces of the Sowie Mts. gneisses	26,8	39,1	32,6
		Okruchy skał osadowych (kulum sowiogórski) Pieces of sedimentary rocks (the Sowie Mts. kulum)	2,6	7,5	6,9
		Minerały ziarniste (kwarc, skalenie) Grain minerals (quartz, feldspars)	5,9	13,2	3,7
		Minerały blaszkowe (biotyt, fengit, chloryty, itp.) Platy minerals (biotite, phengite, chlorites, etc.)	0,3	0,6	0,5
		Inne (granat, cyrkon, minerały nieprzezroczyste, itp.) Others (garnet, zircon, opaque minerals, etc.)	0,8	0,1	0,2
	Matrix (mikrokrystaliczny agregat ksenomorficznych przerostów kwarcowo-skaleniowych lub tło felsytowe powstałe z upłynnienia najdrobniejszych frakcji materiału piroklastycznego, obficie przetykane epiklastycznym pyłem kwarcowym, miazgą minerałów drobnoblaszkowych oraz rdzawymi tlenkami żelaza) (microcrystalline aggregate of xenomorphic quartz-feldspars intergrowth or felsitic background. The background was formed as a result of the liquefaction of the finest fractions of the pyroclastic material. The background is intergrown with an epiclastic quartz dust, pulp of fine-grained platy minerals and rusty Fe-oxides)		35,2	23,8	26,4

1 – spągowy odcinek ławicy skały piroklastycznej (pod względem teksturalnym jest to aglomerat); 2 – środkowy odcinek ławicy skały piroklastycznej (pod względem teksturalnym jest to silnie zdiagenezowany piaskowiec wulkaniczny); 3 – środkowy odcinek ławicy skał piroklastycznych (pod względem teksturalnym jest to piaskowiec wulkaniczny).

1 – lower part of the layer of a pyroclastic rock (texturally – agglomerate); 2 – middle part of the layer of a pyroclastic rock (texturally – heavily diagenised volcanic sandstone); 3 – middle part of the layer of a pyroclastic rock (texturally – volcanic sandstone).

Tło skalne charakteryzowanych utworów stanowi mikrokrystaliczny agregat ksenomorficznych przerostów kwarcowo-skaleniowych lub jest to tło felsytowe, będące zapewne produktem rekrytalizacji pierwotnie szklistej masy (relikty więzby perlitowo-sferolitowej) lub powstałe z wtórnego upłynnienia najdrobniejszej frakcji materiału piroklastycznego, obficie przetykane epiklastycznym pyłem kwarcowym, skaleniowym, miazgą minerałów drobnoblaszkowych oraz skupieniami rdzawych tlenków żelaza. W ławicach szczególnie bogatych w składniki epiklastyczne tło skalne złożone jest głównie z epiklastycznego

pyłu kwarcowego przemieszanego z ziarnistymi skaleniami, drobnoblaszkową i łuseczkową miazgą serycytowo-illitową, spojona słabo zrekrystalizowanym, bardzo nisko dwójłomnym wypełnieniem mineralnym. W tego typu tle skalnym tekstury fluidalne są doskonale widoczne i polegają na opływaniu składników ziarnistych przez składniki drobnoblaszkowe, łuseczkowe i laminarnym wyciągnięciu pigmentu hematytowego, nasycającego nierównomiernie tło skalne.

Skład jakościowy materiału piroklastycznego w pełni odpowiada opisywanym wcześniej ryolitom sowiogórskim. Fragmenty ryolitów sowiogórskich

górkich mogą mieć w omawianych skałach piroklastycznych rozmiary od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów. Przeważnie jednak nie przekraczają wielkości kilku centymetrów. Ich kształty są bardzo różnorodne: od zupełnie płaskich (nawet ostrokrawędzistych) do dobrze zaokrąglonych (obłych), niemal kulistych lub kropłowatych. Fragmenty płaskie są niejednokrotnie zdeformowane plastycznie lub nawet owinięte wokół ziarnistych epiklastów. Równie często obserwowano głębokie plastyczne wciski twardszych epiklastów w bardziej miękkie ryolitowe piroklasty. Wskazuje to niedwuznacznie na stan i podatność plastyczną piroklastów. W obrazie mikroskopowym powierzchnia piroklastów jest bardzo nierówna i przedstawia się jako linia silnie pofalowana, z licznymi wypustkami i głębokimi, zatokowo obłymi zagłębieniami. Niejednokrotnie wypustki należące do konkretnego piroklastu są zakrzywione we wspólnym kierunku (rotacja?). Granice między piroklastami i tłem skalnym są wyraźne i ostre. Nie obserwowano łączenia się fragmentów skalnych przez zgrzewanie. Na tej podstawie można przyjąć, że mimo dużej jeszcze podatności plastycznej, ich temperatura nie przekraczała zapewne już kilkuset stopni.

Skład jakościowy materiału epiklastycznego w pełni odpowiada składowi skał należących do kulmu sowiogórskiego i gnejsom sowiogórskim. Z uwagi na specyficzny skład wspomnianych skał kulmu sowiogórskiego (piaskowce i zlepienie gnejsowe), niejednokrotnie trudno jest jednoznacznie rozstrzygnąć dylemat: czy dany epiklast pochodzi bezpośrednio z gnejsów sowiogórskich, czy też znajdował się uprzednio w składzie skały osadowej. Wśród składników epiklastycznych omawianych skał piroklastycznych, obok epiklastów skalnych, które najważniejszą rolę odgrywają w ławicach grubookruchowych, istotne znaczenie mają również ziarniste i blaszkowe epiklastyczne składniki mineralne, które szczególnie obficie występują zwłaszcza w bardziej drobnookruchowych skałach piroklastycznych. Skalne epiklasty mają w omawianych skałach rozmiary mieszczące się w przedziale wielkości od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Ich kształty bardzo przypominają kształty otoczków znanych między innymi ze zlepieńców gnejsowych. Jedynie okruchy łupków są bardziej płaskie i postrzępione, podczas gdy epiklasty gnejsowe mają przeważnie dobrze wyrównaną i ogładzoną powierzchnię. Nie jest to jednak ogładzenie spowodowane obtapianiem; w obrazie mikroskopowym brak widocznych oznak korozji. Nie obserwuje się

również zgrzewania ze składnikami piroklastycznymi. Częste są natomiast przeobrażenia wtórne, zwłaszcza w strefach wybielenia. Polegają one na kaolinityzacji skaleni, bauerytyzacji i chlorytyzacji biotyту, w partiach niewybielonych natomiast widoczne są przejawy powszechnej serycycyzacji skaleni i chlorytyzacji biotyту. Kwarc zachowuje się odpornie, podobnie zresztą jak minerały akcesoryczne.

Omawiane skały piroklastyczne tworzą przeważnie mniej lub bardziej wyraźnie zindywidualizowane ławice o niezbyt dużej miąższości, nie przekraczającej zazwyczaj kilkunastu lub kilkudziesięciu centymetrów. Poszczególne ławice są słabo wewnątrznie warstwowane, przy czym większe klasty są zwykle w sposób nieuporządkowany rozrzucone. Wyraźniejsze uporządkowanie wykazują jedynie drobniejsze, bardziej płaskie okruchy. Ogólnie można stwierdzić, że kierunkowe uporządkowanie składników jest tym lepsze, im bardziej drobnoziarnisty element bierzemy pod uwagę. Często są to uporządkowania o charakterze odpowiadającym teksturom fluidalnym skal magmowych wylewnych.

Rozmieszczenie składników epiklastycznych w poszczególnych ławicach nie jest równomierne. Koncentrują się one przeważnie w pobliżu spągowych partii ławic. Często obserwowano gradacyjną zmianę uziarnienia w obrębie najgrubszych frakcji epiklastów. Ku stropowi ławic następuje przeważnie wydatny wzrost udziału składników piroklastycznych i mikrokrystalicznego lub felsytowego tła skalnego. Równocześnie obserwuje się coraz częstsze pory, które są zasklepienie mikrokrystalicznym kwarcem. Ich kontury są najczęściej silnie wydłużone zgodnie ze stratyfikacją skały. Wydaje się, że są to relikty pęcherzyków pogażowych.

Stropową część niektórych ławic stanowi silnie porowata skała (pory o soczewkowatych konturach, zabliznione mikrokrystalicznym kwarcem lub hematytem, do 40% obj. skały) o więźbie felsytowej lub nawet mikrokrystalicznej, z nielicznie występującymi piro- i epiklastami. Warto zauważyć, że skała ta wyróżnia się doskonałą podzielnością drobnowarstewkową. Zanalizowana chemicznie, wykazuje bardzo duże podobieństwo składu do sąsiadującego ciała ryolitowego (tabela 27, por. tabela 22). Równie duże analogie wynikają z porównania norm CIPW (tabela 28, por. tabela 23), parametrów Niggliego (tabela 28, por. tabela 24) i sporządzonych na tej podstawie diagramów dyferencyjnych Niggliego (fig. 51), wreszcie pozycji na diagramie QAPF (fig. 52).

Tabela 27. Analizy chemiczne sowiogórskich i wałbrzyskich skał piroklastycznych (w % wag.)

Chemical analyses of pyroclastic rocks from the Sowie Mts. and Wałbrzych (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1	2
SiO ₂	74,66	81,32
TiO ₂	0,15	0,10
Al ₂ O ₃	13,05	11,26
Fe ₂ O ₃	1,80	0,06
FeO	0,30	—
MnO	0,02	śl.
MgO	0,75	0,34
CaO	0,43	—
Na ₂ O	1,20	3,84
K ₂ O	5,45	1,34
P ₂ O ₅	0,02	śl.
H ₂ O +	1,24	1,38
H ₂ O -	0,11	—
CO ₂	śl.	—
BaO	0,06	—
CuO	0,02	—
S	0,01	0,05
Suma Total	99,27	99,68

1 – silnie porowata skała (pory zabliźnione mikrokryształicznym kwarcem) o więźbie felsytowej z nielicznie występującymi piro- i epiklastami, stropowa część ławicy skały piroklastycznej z Walimia; 2 – tuf porfirowy z Kamionki (analizował Hoehne 1961).

1 – high porous rock (pores filled with microcrystalline quartz) with a felsitic framework and few pyro- and epiclasts, upper part of the pyroclastic rock layer from Walim; 2 – porphyry tuff from Kamionki (analyst Hoehne 1961).

Zatem można stwierdzić, że pod względem petrochemicznym odpowiada ona całkowicie ryolitom sowiogórskim. Tego typu skała może również tworzyć wyraźnie zindywidualizowane, samodzielne ławice występujące pośród bardziej bogatych w składniki epiklastyczne ławic skał piroklastycznych.

Z uwagi na szczupłość materiału dokumentacyjnego (dotychczas stwierdzono tylko jedno odsłonięcie skał piroklastycznych w Górach Sowich), trudno podawać daleko idącą interpretację geologiczną opisywanych skał piroklastycznych. Niemniej nie można mieć wątpliwości, że są one genetycznie i przestrzennie związane z ciałami ryolitów sowiogórskich. Dowodzi tego skład materiału piroklastycznego oraz wnioski wynikające z porównania analiz chemicznych.

Omawiane skały piroklastyczne mieszczą się pod względem teksturalnym w bardzo szerokim zakresie: od tufu lapillowego do tufitu (rozumia-

Tabela 28. Normatywny skład mineralny CIPW oraz parametry Nigglego sowiogórskich i wałbrzyskich skał piroklastycznych

CIPW norms and Niggli parameters for pyroclastic rocks from the Sowie Mts. and Wałbrzych

Składniki (w % wag.) CIPW norms (wt. %)	1*	2
Kwarc (Q) Quartz	44,74	53,33
Ortoklaz (or) Orthoclase	32,23	7,95
Albit (ab) Albite	10,18	32,38
Anortyt (an) Anorthite	2,17	—
Korund (C) Corundum	4,37	3,48
Hipersten (hy) Hypersthene	—	—
Enstatyt (en) Enstatite	1,87	0,85
Magnetyt (mt) Magnetite	0,57	—
Hematyt (hm) Hematite	1,41	0,06
Ilmenit (il) Ilmenite	0,28	—
Apatyt (ap) Apatite	0,03	—
Piryt (pr) Pyrite	0,02	0,09
H ₂ O	1,35	1,38
Suma Total	99,22	99,52
% An w plagioklazie normatywnym % An in the normative plagioclase	17,60	—
Suma minerałów salicznych Total of salic minerals	93,69	97,14
Suma minerałów femicznych Total of femic minerals	4,18	1,00
Parametry Nigglego Niggli parameters	1	2
si	480	691,5
al	49,46	56,4
fm	17,54	4,7
c	3,13	—
alk	29,87	38,9
mg	0,41	0,91
k	0,75	0,19
ti	0,73	—
c/fm	0,18	—
qz	+ 260	+ 435,9

* Objaśnienia numeracji prób w tabeli 27.

Denotation of samples given in table 27.

nego jako silnie zdiagenezowany pył piroklastyczny o rozmiarach cząstek poniżej 0,06 mm, prze-

mieszany z podobnej wielkości pyłem epiklastycznym, który może występować w ilości od 10 do 50⁰/₀ objętości skały, Vlodavets *et al.* 1963).

W świetle dotychczasowych spostrzeżeń omawiane skały piroklastyczne można interpretować jako produkt działalności niewielkiego wulkanu typu eksplozywnego (maaru?). Biorąc pod uwagę miąższość ławic, należy się spodziewać, że cykliczność erupcji musiała być duża. Były to zapewne erupcje krótkotrwałe. W pierwszej fazie erupcji wydobywał się materiał najgrubszy (spągowe części ławic – tuf lapillowowy). W trakcie erupcji produkowany był coraz drobniejszy materiał piroklastyczny (stropowe części ławic – tufit, silnie porowata skała piroklastyczna o więźbie felsytowej i doskonałej podzielności drobnowarstewkowej). Gorący jeszcze materiał ulegał prawdopodobnie przemieszczaniu i mieszaniu z materiałem epiklastycznym (spływy grawitacyjne – tekstury fluidalne). Czynnikiem sprzyjającym zaistnieniu spływów grawitacyjnych była zapewne uciezka par i gazów z gromadzącego się w bezpośredniej bliskości kanału erupcyjnego materiału piroklastycznego. Sprzyjała ona upłynnianiu najdrobniejszych jego frakcji (frakcje popiołowe, felsytowe tło skalne, tekstury fluidalne, pory o soczewkowatych kształtach zabliźnione mikrokryształicznym kwarcem jako relikty pęcherzyków pogazowych). Spowodowany tym zanik tarcia wewnętrznego uaktywniał gromadzący się materiał.

KERSANTYTY

Wystąpienia lamprofirów w obszarze bloku krystalicznego Gór Sowich znane są z Walimia, Glinna i Lubachowa, gdzie występują pośród skał kulmu sowiogórskiego oraz z dwu miejsc, gdzie występują w obrębie gnejsów sowiogórskich (na Warownej Górze k/Srebrnej Góry i na N od Rościszowa). Ponadto przy południowo-zachodniej krawędzi bloku Gór Sowich, w okolicy Podlesia (Góra Koczan +613,0 m npm.) znane jest również ciało lamprofirowe, które występuje wśród osadów górnokarbońskich. Najbardziej rozległe wychodnie mają te ciała lamprofirowe, które występują wśród skał karbońskich. W Glinnie ciało lamprofirowe ma postać iniekcji pokładowej typu sillu o przeciętnej miąższości około 50 m. Towarzyszą mu trzy drobniejsze ciała lamprofirowe rozlokowane wokół głównej wychodni. W Walimiu występuje dajka o podobnych rozmiarach. W jej południowej części obserwuje się dychotomiczne rozgałęzienia na drobniejsze ciała, wnikające pomiędzy skały kulmu sowiogórskiego.

W Lubachowie występuje żyła lamprofirowa podzielona młodszymi dyslokacjami na trzy przesunięte względem siebie odcinki. Rozprzestrzenienie jej można określić na około 750–800 m, podczas gdy miąższość nie przekracza kilkunastu, a w niektórych miejscach kilkudziesięciu metrów (od 15 do 38 m). Podobnych rozmiarów ciało lamprofirowe występuje również na Górze Koczan (+613,0 m npm.), koło Podlesia. Pozostałe ciała lamprofirowe w obszarze Gór Sowich charakteryzują się niewielką miąższością (do kilku metrów) przy równocześnie dużej rozciągłości (do kilkuset metrów). Przykładowo, żyła lamprofirowa z Warownej Góry k/Srebrnej Góry ma długość około 750 m, podczas gdy jej miąższość nie przekracza zwykle kilku metrów (W. Grocholski 1961). Podobną sytuację obserwowano w okolicy Rościszowa, gdzie występuje wąska żyła lamprofirowa na północnych stokach wzgórza Cisówka (+490,0 m npm.) o długości blisko 1 km.

Lamprofiry są skałami podatnymi na procesy wietrzeniowe. Wietrzejąc zmieniają się w końcowym stadium na brunatnordzawą lub żółtawą masę piaszczystą. Etap ten poprzedzony jest zmianami ujawniającymi się poprzez zmianę barwy skały. Najmniej dotknięte procesami wietrzeniowymi skały są przeważnie intensywnie ciemne. W miarę jak wzrasta zaawansowanie zmian hipergenicznym obserwuje się coraz to jaśniejszą barwę skały. Zmiana ta wynika głównie ze zmiany stopnia utlenienia żelaza oraz jest efektem karbonatyzacji niektórych składników mineralnych lub ich kaolinityzacji czy też chlorytazacji. Więźba omawianych skał jest we wszystkich wystąpieniach na terenie bloku krystalicznego Gór Sowich bardzo podobna. Pewne jej zróżnicowanie obserwowano jedynie między wewnętrznymi częściami sillów czy dajek a ich częściami zewnętrznymi (strefą endokontaktu). W zewnętrznej, przykontaktowej strefie obserwowano przeważnie fluidalną lub sferolityczną więźbę skały, natomiast rozległa część wewnętrzna ma więźbę panautomorfowo-ziarnistą.

Wszystkie występujące w obszarze bloku gnejsowego Gór Sowich ciała lamprofirowe można na podstawie przeprowadzonych badań określić jako kersantyty o więźbie panautomorfowo-ziarnistej, z trzema głównymi składnikami maficznymi: biotytem, piroksenem i amfibolem. Najmniej zmienione próby kersantytów stanowią skałę masywną, o ciemnoszarej barwie z widocznymi makroskopowo na powierzchni przelamu czarniawymi cętkami minerałów maficznych (najczęściej biotyty). Rozmiary minerałów ciemnych nie

przekraczają przeważnie 1,0 mm. Minerale te nie wykazują widocznego uporządkowania i stosunkowo równomiernie nasycają jaśniejsze, skaleniowe tło skalne (plansza II, 1, 2).

Podstawową treść skały stanowią listewkowate plagioklasy o wyraźnie zaznaczonym idiomorfizmie (zwłaszcza dobrze widocznym w próbach bardziej grubokrystalicznych). Stanowią one główny składnik tła skalnego i występują zwykle w ilości od 60 do 70% objętości skały (plansza X, 1-3). Wszystkie listewkowate kryształy plagioklazów mają podobną wielkość i nie przekraczają przeważnie 0,1 mm długości. Dokładniejsze oznaczenie cech optycznych jest bardzo utrudnione z uwagi na intensywne przeobrażenia (zmętnienie, kaolinityzacja, serycytyzacja, karbonatyzacja) i stosunkowo niewielki rozmiar kryształów. Niemniej udało się stwierdzić, że jest to oligoklaz (An_{12-18}). Obok skaleni listewkowych stwierdzano również pojedyncze, luźno rozmieszczone skalenie o przekroju tabliczkowym. Ich stopień przeobrażenia jest tak duży, że w zasadzie mamy tutaj do czynienia z relikdami pierwotnego minerału. Jedynie na podstawie współczynników załamania światła można się zorientować, że są to relikty skalenia potasowego. W takim tle dość dobrze wyróżniają się nieliczne, stosunkowo świeżo wyglądające, zbliżnione albitowo tabliczki oligoklazu (An_{24-26}). Przeważnie są one wyraźnie większe od silnie zmienionych plagioklazów listewkowych (nawet osiągają wielkość 0,3 mm).

Biotyt, będący w skałe minerałem o najpokazniejszych rozmiarach, występuje w postaci blaszek silnie skorodowanych magmowo, zopacytyzowanych, schlorytyzowanych (pennin) i strzępiastych. Większość z nich wykazuje faliste wygaszanie światła. Przeważnie bardzo obficie przetykany jest wrostkami minerałów nieprzezroczystych, apatytem oraz zawiera bardzo niskodwójłomne skupienia bliżej nie dającej się zidentyfikować substancji (zdewitryfikowane szkliwo?). Charakteryzuje go silny pleochroizm: α – jasnożółtawy, $\beta \cong \gamma$ – rdzawobrunatny. Dwójłomność zmienia się w obrębie poszczególnych blaszek i jest wyraźnie wyższa w wewnętrznych częściach blaszek ($\Delta = 0,051$) i niższa w częściach zewnętrznych blaszek ($\Delta = 0,043$). Kąt osi optycznych nie przekracza 8° . Biotyt stanowi w skałe składnik, którego ilość nie przekracza zwykle kilku, najwyżej kilkunastu procent jej objętości.

Augit diopsydowy, będący ważnym składnikiem maficznym omawianych skał, występuje najczęściej w postaci zbliżnionych słupków, o rozmiarach osiągających nawet 0,3 mm, lub w

postaci niekształtnych „ziarnistych” kryształów rozlokowanych w zakątkach pomiędzy listewkami plagioklazów. Na podstawie mikroanalizy rentgenowskiej stwierdzono także występowanie augitu diopsydowego, który jest zamknięty w obrębie listewek plagioklazów („postacie ziarniste”, plansza X, 3). Z analizy tej wynika, że charakteryzuje go również obecność tytanu. W skałe występuje w ilości nie przekraczającej kilku procent jej objętości. Cechuje go barwa jasnożółtawą i bardzo słabo widoczny pleochroizm, maksymalny kąt znikania światła Z/γ w granicach $38-42^\circ$ oraz dodatni charakter optyczny. W wielu przypadkach jest silnie schlorytyzowany (pennin, klinochlor), skarbonatyzowany (kalcyt). Niejednokrotnie w przeobrażonych augitach diopsydowych obserwowano wydzielanie się drobnych ziarenek anatazu, otoczonych aureolą rdzawo świecącej substancji.

Hornblenda brunatna, będąca trzecim pod względem ilościowym składnikiem maficznym omawianych skał, charakteryzuje się wyraźnym pleochroizmem o schemacie: α – bladożółty, $\gamma \cong \beta$ – żółtobrunatny, maksymalnym kątem znikania światła Z/γ w granicach $13-15^\circ$ i dość dużą dwójłomnością ($\Delta = 0,025-0,032$). Mimo że jest składnikiem wśród minerałów maficznych najrzadziej spotykanym, to tworzy w skałe przeważnie zgrupowania złożone z kilku występujących w pobliżu siebie kryształów, których wielkość kilkakrotnie przewyższa nawet największe kryształy piroksenu (plansza XI, 1, 2). Niejednokrotnie kryształy te są skorodowane magmowo, z wydzielaniem się cienkiej obwódki opacytowej. Podobnie jak wyżej opisane minerały maficzne, ulega często chlorytyzacji i karbonatyzacji.

Apatyt, występujący w skałe akcesorycznie, tworzy przeważnie pękate lub wydłużone słupki tkwiące pomiędzy listewkami plagioklazów, towarzyszące kryształom piroksenu, amfibolu lub przetykające blaszki biotyту.

Minerały nieprzezroczyste (magnetyt, ilmenit) tkwią w postaci drobnych kryształów pomiędzy składnikami głównymi lub są produktem przeobrażeń minerałów maficznych (opacytyzacji). Niewielka ich część występuje również jako bardzo drobne wrostki w listewkowatych plagioklazach.

Podsumowując należy stwierdzić, że zawartość minerałów maficznych w omawianych skałach nie przekracza zwykle 25% objętości skały. Typowo wapniowo-alkaliczne lamprofiry (lamprofiry *sensu stricto* wg Wimmenauera 1973) występujące w postorogenicznych kompleksach granitowych mają wskaźnik barwy wyższy od 35.

Znane są również skały o analogicznym składzie mineralnym i więźbie, lecz o niższym wskaźniku barwy (zwykle od 25 do 35), które nazywane są semilamprofirami (Kozłowski, Ryka 1981). Kersantyty sowiogórskie byłyby skałami plasującymi się pod tym względem w pobliżu dolnej granicy przedziału zmienności wskaźnika barwy przewidzianego dla semilamprofirów (byłyby szczególnie leukokratycznymi semilamprofirami). Na ich leukokratyczny charakter wskazuje również występowanie dużych ilości kwarcu oraz wynikająca z normalywnego składu mineralnego CIPW suma minerałów femicznych (tabela 30). Prócz kwarcu występującego tylko w niektórych próbach, który został zinterpretowany jako produkt procesów wtórnych (np. sylikacji), obserwowano powszechnie występowanie pomiędzy listewkami plagioklazów znacznej niekiedy ilości ksenomorficznych kryształów kwarcu (do kilku procent objętości skały), który jest równoprawnym (pierwotnym) składnikiem omawianych skał. Te ksenomorficzne kryształki kwarcu (o wielkości od 0,03 do 0,05 mm) rozmieszczone są stosunkowo równomiernie pomiędzy listewkami plagioklazów, tworzącymi podstawowe tło skał.

Z minerałów wtórnych najpowszechniej występują: chloryty, kalcyt, kaolinit, agregaty kryształków wtórnego kwarcu, serycyt, tlenki żelaza i epidot. Minerale te mogą występować w poszczególnych ciałach kersantytowych jednocześnie bądź w różnie kombinowanych zestawach, na przykład: serycyt, tlenki żelaza i kwarc albo chloryty, epidot, tlenki żelaza i kwarc, czy też kalcyt, kaolinit, chloryty, epidot i kwarc.

Chloryty, będące najczęściej produktem przeobrażeń składników maficznych, wykazują zielonkawą barwę, słaby pleochroizm, niską dwójłomność ($\Delta = 0,002$ do $0,007$) i przeważnie łusczkowo-piłśniową budowę. Chlorytem najczęściej zastępującym biotyt jest pennin, natomiast augit diopsydowy bywa zastępowany częściej klinochlorem. Niekiedy spilśnione agregaty chlorytowe wypełniają większą część przestrzeni pomiędzy listewkami plagioklazów (np. w kersantycie z Lubachowa). Nie jest wykluczone, że stanowią one tutaj produkt przeobrażeń pierwotnie szklistej masy lub drobnokrystalicznych skupień minerałów maficznych. Dodatkowym argumentem przemawiającym za występowaniem w tej skale szkliva jest obserwowana tu i ówdzie sferolityczna więźba tej skały, co zdaje się wskazywać równocześnie, że krzepnięcie odbywało się stosunkowo szybko (blisko powierzchni?). Takie sferolity wypełnione są przeważnie mikrokrystalicznym agregatem kwarcowym.

Kalcyt, stanowiący w większości ciał kersantytowych bardzo ważny składnik wtórny, występuje w postaci pseudomorfoz po minerałach maficznych (przeważnie po piroksenie i amfibolu), jak również i po skaleniach, choć te ostatnie bywają zastępowane przeważnie tylko częściowo. Sposób występowania kalcytu, widoczne niekiedy relikty zastępowanych minerałów, sugerują jego wtórną naturę (plansza II, 2), mimo że w tego rodzaju skałach bywa określany jako składnik o juvenilnej genezie (Carstens 1959; Kozłowski, Ryka 1981). Kaolinit i serycyt stanowią przeważnie produkt przeobrażeń listewkowych plagio-

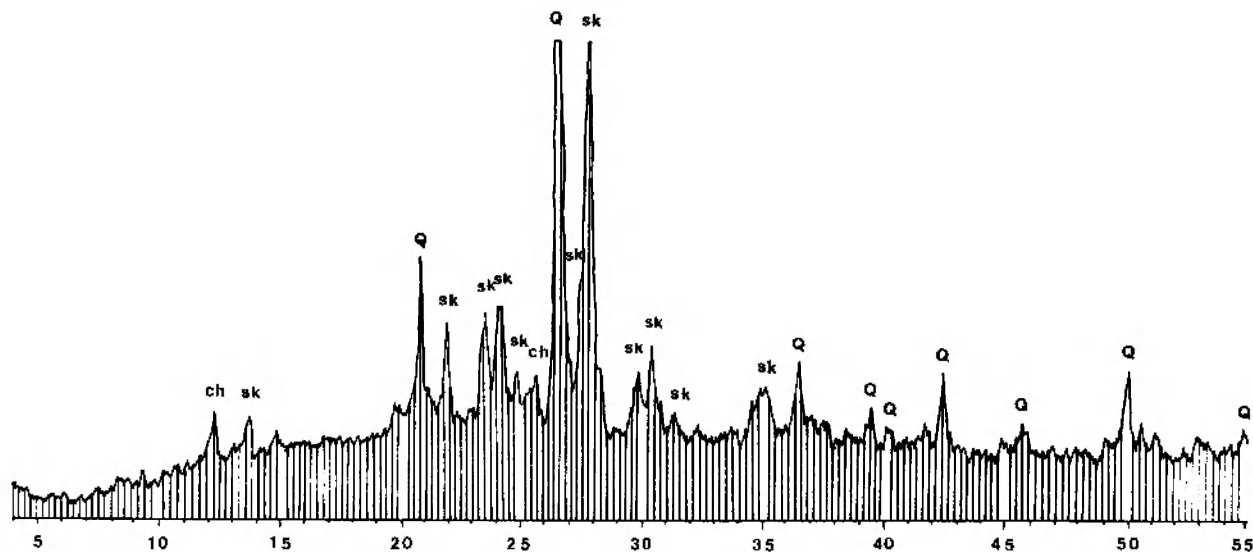


Fig. 60. Dyfraktogram intensywnie zsylikowanego kersantytu z Walimia. Q – kwarc; sk – skalenie; ch – chloryty. X-ray diffraction powder pattern of strongly silicized kersantite from Walim. Q – quartz; sk – feldspars; ch – chlorites.

kłazów, których szczególnie obfite występowanie zanotowano w bardziej zwietrzałych ciałach kersantytów sowiogórskich. Obecność pewnych ilości epidotu w tych skałach może wskazywać na autohydrotermalny charakter przeobrażeń minerałów maficznych. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że powszechnie w tych skałach spotykane są skupienia automorficznych kryształków wtórnego kwarcu. W najbardziej zsylikowanych partiach ciał kersantytowych kwarc jest jednym z głównych składników skały (fig. 60).

W omawianych kersantytach nie stwierdzono większej ilości enklaw. Jedynie w kersantycie z Glinna zaobserwowano pojedynczy, kilkumilimetry ksenolit złożony z pilśniowo-włóknistych skupień serpentynu, przetykanych sznureczkowatymi i ziarnistymi skupieniami magnetytu oraz drobnoblaszkowymi i łusczkowymi skupieniami chlorytów. Jednak podstawowy składnik ksenolitu stanowią pseudomorfozy kalcytowe po bliżej nie określonych minerałach maficznych (pirokse-ny?, amfibole? oznaczone na podstawie automorficznych kształtów pseudomorfoz kalcytowych).

Ksenolit ten stanowi zapewne fragment skały zasadowej, która w większej ilości występuje prawdopodobnie w głębszych strefach kry sowiogórskiej lub też ją podściela.

W składzie chemicznym kersantytów sowiogórskich zwraca uwagę stosunkowo dużą zawartość krzemionki (stwierdzony mikroskopowo pierwotny kwarc) oraz pewien niedostatek tlenków żelaza i tytanu (tabela 29). Lamprofiry sowiogórskie zawierają około 10% więcej SiO₂ niż większość tego typu skał (por. Carmichael *et al.* 1974; Kozłowski, Ryka 1981; Kardymowicz 1967). Warto zauważyć, że pod tym względem różnią się bardzo wyraźnie od tzw. kersantytów oliwinowych niecki wałbrzyskiej (tabela 29).

Z wyliczeń wynika (tabela 30), że dominującymi normatywnymi składnikami mineralnymi w tych skałach są: albit (ab), ortoklaz (or), kwarc (Q), enstatyt (en) i anortyt (an). Biorąc pod uwagę te składniki można stwierdzić, że wszystkie kersantyty sowiogórskie są do siebie podobne. Jedynie kersantyt z Lubachowa wyróżnia się dużą zawartością normatywnego albitu (ab) i kwarcu

Tabela 29. Analizy chemiczne kersantytów sowiogórskich i wałbrzyskich (w % wag.)
Chemical analyses of kersantites from the Sowie Mts. and Wałbrzych (wt. %)

Skład chemiczny Chemical composition	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	58,82	57,48	58,68	58,36	58,87	46,08	47,07
TiO ₂	0,87	0,84	0,90	0,82	0,84	2,06	1,34
Al ₂ O ₃	15,68	16,06	17,48	16,19	16,08	14,59	14,40
Fe ₂ O ₃	3,73	2,68	4,48	2,76	3,60	5,23	4,41
FeO	1,93	3,03	2,54	3,12	2,15	5,65	5,40
MnO	0,11	0,34	0,11	0,10	0,11	0,11	0,12
MgO	5,70	5,20	3,96	5,01	5,02	3,15	6,70
CaO	2,65	2,69	1,04	2,09	2,73	7,25	5,46
Na ₂ O	3,91	3,53	4,77	4,05	4,06	2,07	2,49
K ₂ O	3,17	3,08	1,00	2,50	3,05	2,96	3,42
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,25	0,20	0,18	0,71	0,67
H ₂ O+	2,62	3,48	4,31	3,46	3,22	1,12	—
H ₂ O—	0,68	0,43	0,84	0,42	0,51	1,46	1,40
CO ₂	0,25	0,77	0,73	1,28	0,37	6,70	4,35
BaO	0,22	0,40	0,11	0,08	0,11	—	—
CuO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	—	—
S	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	—	—
Suma (Total)	100,56	100,28	101,22	100,47	100,93	99,14	97,20
Substancja węglista Coaly organic material						1,48	3,27

1 — kersantyt z Glinna (główna wychodnia); 2 — kersantyt z Glinna (osobne ciało kersantytowe po SE stronie wychodni głównej); 3 — kersantyt z Lubachowa; 4 — kersantyt z Walimia; 5 — kersantyt z Podlesia (Góra Koczan + 613,0 m n.p.m.); 6 — kersantyt oliwinowy (generacja starsza, wzgórze Owiecznik w Sobięcinie, Grocholski 1965); 7 — kersantyt oliwinowy (generacja młodsza, wzgórze Owiecznik w Sobięcinie, Grocholski 1965).

1 — kersantite from Glinno (main outcrop); 2 — kersantite from Glinno (small kersantite body occurring south-east of the main outcrop); 3 — kersantite from Lubachów; 4 — kersantite from Walim; 5 — kersantite from Podlesie. (Mt. Koczan + 613.0 m); 6 — olivine-kersantite ("older", from the Owiecznik hill in Sobiecin, analyst Grocholski 1965); 7 — olivine-kersantite ("younger", from the Owiecznik hill in Sobiecin, Grocholski 1965).

Tabela 30. Normatywny skład mineralny CIPW kersantytów sowiogórskich i wałbrzyskich
CIPW norms for kersantites from the Sowie Mts. and Wałbrzych

Składniki (w % wag.)	1*	2	3	4	5	6	7
Kwarc (Q) Quartz	10,81	12,87	21,10	16,29	11,68	18,96	8,52
Ortoklaz (or) Orthoclase	18,71	18,20	5,90	14,75	18,04	17,51	20,24
Albit (ab) Albite	33,09	29,90	40,38	34,25	34,35	17,50	21,06
Anortyt (an) Anorthite	10,77	7,82	1,36	1,11	10,21	—	—
Korund (C) Corundum	1,88	4,05	8,04	6,42	2,36	7,97	6,59
Hipersten (hy) Hypersthene	—	—	—	—	—	6,95	19,33
Enstatyt (en) Enstatite	14,20	12,95	9,03	12,48	12,50	—	—
Ferrosylit (fs) Ferrosilite	—	2,52	—	2,25	—	—	—
Magnetyt (mt) Magnetite	4,04	3,89	5,92	4,01	4,83	7,59	6,40
Hematyt (hm) Hematite	0,95	—	0,41	—	0,26	—	—
Ilmenit (il) Ilmenite	1,65	1,59	1,71	1,56	1,59	3,91	2,54
Apatyt (ap) Apatite	0,44	0,50	0,61	0,47	0,44	1,55	1,54
Piryt (pr) Pyrite	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	—	—
Kalcyt (cc) Calcite	0,57	1,75	1,66	2,91	0,84	14,12	9,69
Substancja organiczna Coal flakes	—	—	—	—	—	1,48	3,27
H ₂ O	3,30	3,91	5,15	3,88	3,73	2,58	1,40
Suma Total	100,43	100,02	101,29	100,30	100,85	100,12	100,58
% An w plagioklacie normatywnym	24,56	20,73	3,26	3,14	22,90	—	—
Suma minerałów salicycznych Total of salic minerals	75,26	72,84	76,78	72,82	76,64	61,94	56,41
Suma minerałów femicznych Total of femic minerals	21,87	23,27	19,36	23,70	20,48	34,12	39,50

* Objaśnienia numeracji prób w tabeli 29.
Denotation of samples given in Table 29.

(Q) oraz odpowiednio mniejszą zawartością ortoklazu (or), anortytu (an) i enstatytu (en). Wskazywałoby to na intensywne procesy wtórne (albityzacja? — brak możliwości potwierdzenia mikroskopowego z uwagi na wielkość kryształów i intensywnie rozwinięte procesy wtórne). Leukokratyczny charakter lamprofirów sowiogórskich potwierdza również sumaryczna zawartość minerałów femicznych (tabela 30, zgodne z wynikami obserwacji mikroskopowych).

Porównanie głównych parametrów Niggiego (tabela 31) i sporządzonych na tej podstawie diagramów dyferencyjnych (fig. 51) dowodzi, że

poszczególne ciała kersantytowe w Górach Sowich są nieomal jednorodne. Jedynie kersantyt z Lubachowa (próbka 3, tabela 31, fig. 51) wykazuje niezbyt istotne różnice w stosunku do pozostałych kersantytów sowiogórskich. Na tym tle kersantyty wałbrzyskie bardzo wyraźnie różnią się od kersantytów sowiogórskich (tabela 31, fig. 51).

Kersantyty sowiogórskie w projekcji na diagramie QAPF (fig. 52) plasują się w polu przewidzianym dla andezytów kwarcowych, w którym zwykle plasują się punkty projekcyjne semilampofirów typu kersantytu.

Na podstawie projekcji w diagramie Gotti-

Tabela 31. Parametry Niggliego kersantytów sowiogórskich i wałbrzyskich
Niggli parameters for kersantites from the Sowie Mts. and Wałbrzych

Parametry Niggliego Niggli parameters	1*	2	3	4	5	6	7
si	190	190	208	197	194	136,8	127,6
al	29,82	31,27	36,50	32,27	31,17	25,5	22,9
fm	42,00	41,60	40,76	41,39	39,72	39,9	48,7
c	9,44	9,33	4,09	7,68	9,76	23,1	15,9
alk	18,74	17,80	18,65	18,66	19,35	11,5	12,5
mg	0,65	0,62	0,51	0,61	0,62	0,35	0,56
k	0,35	0,36	0,12	0,29	0,33	0,48	0,47
ti	2,11	2,08	2,41	2,09	2,08	—	—
c/fm	0,22	0,22	0,10	0,19	0,25	—	—
co ₂	1,10	3,47	3,53	5,91	1,66	—	—
qz	+15	+19	+33	+22	+17	-9	-22

* Objaśnienia numeracji prób w tab. 29.
Explanations: Tab. 29.

niego-Rittmana (fig. 53) można stwierdzić, że kersantyty sowiogórskie zajmują w nim położenie w polu przewidzianym dla magm obszarów orogenicznych, plasując się w pobliżu niektórych punktów projekcyjnych trachybazaltów karbońskich niecki wałbrzyskiej (por. A. Grocholski 1981).

Bardzo duże podobieństwo pomiędzy sobą, a jednocześnie wyraźna odrębność w stosunku do tzw. kersantytów oliwinowych wynika z projekcji wyników analiz kersantytów sowiogórskich na różnych diagramach wariacyjnych (fig. 54–59). Szczególnie mały rozrzut punktów projekcyjnych obserwuje się na diagramie opartym na stosunku SiO₂ do TiO₂ (fig. 54). Nieco większe zróżnicowanie występuje już na diagramie opartym na stosunku sumy FeO i Fe₂O₃ do MgO (fig. 55), przy czym wyraźnie zaznacza się zależność, że im większa jest zawartość MgO, tym odpowiednio mniejsza zawartość sumy FeO i Fe₂O₃. Biorąc pod uwagę bardziej czułe składniki chemiczne (Na₂O, K₂O, CaO), nie stwierdzamy istotniejszego zróżnicowania kersantytów sowiogórskich (fig. 56), z jednym wyjątkiem kersantytu z Lubachowa (albityzacja?). Dopiero wyraźniejsze zróżnicowanie rysuje się na diagramie wariacyjnym opartym na stosunku SiO₂ do sumy alkaliów (fig. 57). Najciekawszy rezultat otrzymano jednak w wyniku projekcji na diagramie opartym na stosunku wskaźnika felsytowego do wskaźnika maficznego (fig. 59). Rysuje się tutaj wyraźne płynne przejście od kersantytów sowiogórskich ku ryolitom sowiogórskim. Porównanie otrzymanych wyników analiz chemicznych (tabela 29) z diagramem Harkera (1909) pozwala stwierdzić, że omawiane skały mieszczą się w

polu przewidzianym dla skał typu andezytu. Podobnie jak i ryolity sowiogórskie zawierają one dużo potasu. W świetle dotychczasowych spostrzeżeń należy bardzo jednoznacznie stwierdzić, że kersantyty sowiogórskie ze wszystkich znanych w Górach Sowich wystąpień są rezultatem jednego, wspólnego etapu działalności magmowej.

Celem uwypuklenia podstawowych cech kersantytów sowiogórskich zestawiono je tabelarycznie (tabela 32).

Zmiany zachodzące w strefach kontaktowych ciał kersantytowych obserwowano jedynie w Lubachowie i Glinie (w pozostałych miejscach były one niedostępne i o ich charakterze wnioskowano pośrednio, na podstawie obserwacji rumoszu skalnego). Na styku ze skałą otaczającą obserwowano w kersantycie zmiany polegające na występowaniu kilkucentymetrowej strefy złożonej z dwu wybitnie różniących się warstewek (fig. 61). Zewnętrzną, silnie spieczoną, porcelanowo białą lub żółtawą charakteryzuje niewielka zawartość składników ciemnych oraz obfitość ksenolitów kwarcu polikrystalicznego. Obok polikrystalicznego kwarcu, który wyróżnia się stosunkowo dużymi rozmiarami (do 0,5 mm), występują igielkowate i listewkowate kryształy plagioklazów, które swoim ułożeniem podkreślają fluidalną więźbę tej części skały. Lamina ta wykazuje skład wynikający z przemieszania się magmy kersantytowej z okruchami skalnymi pochodzącymi z otaczających skał osadowych (piaskowce i zlepienie gnejsowe). Wewnętrzną warstewkę, niemal czarną, oddziela od zewnętrznej smuga brunatnawych tlenków żelaza. Barwa laminy wewnętrznej wynika z masowego występowania submikroskopopo-

Tabela 32. Zestawienie wybranych cech kersantytów sowiogórskich
Selected properties of the Sowie Mts. kersantites

Cechy Properties	Kersantyty sowiogórskie Kersantites from the Sowie Mts.
Forma wystąpienia Form of occurrence	Dajka, sill, sill z niewielkimi apofizami Dyke, sill, sill with apophyses
Wielkość form wystąpienia Size	Dajka (od kilku do kilkudziesięciu metrów miąższości i o kilkusetmetrowym rozprzestrzenieniu wychodni), sill (kilkadziesiąt metrów miąższości i dwu lub trzykrotnie większe rozprzestrzenienie wychodni) Dyke: thickness – from several meters up to tens of meters, sill: thickness – tens of meters, length of the outcrop – two or three times greater than length of the dyke's outcrop
Rodzaj skal, wśród których występują Types of rocks in which kersantites occur	Przeważnie kulum sowiogórski (tutaj tworzą największe formy), rzadziej skały krystaliczne kry sowiogórskiej (tutaj tworzą długie i cienkie dajki) Mainly the Sowie Mts. kulum (the biggest forms occur there), rarely in crystalline rocks of the Sowie Mts. block (there they form long, thin dykes)
Barwa Colour	Ciemnoszara z połyskującymi, czarniawymi centkami minerałów femicznych, zwiertzała staje się szaroczekoladowa, brunatnordzawa lub szarożółtaworóżowa Darkgrey with black shiny spots of femic minerals; when weathered becoming "chocolate-grey", brown, rusty or greyish-yellowish pink
Więźba Fabric	Panautomorfowo-ziarnista, porfirowata (biotyt o wielkości do 1,0 mm), w strefie endokontaktu również fluidalna lub sferolityczna Panautomorphic-grained, poryphyraceous (biotite up to 1.0 mm in size), also fluidal or spherulitic in the zone of endocontact
Zawartość składników femicznych Content of femic minerals	Od około 20 do 25% (w pobliżu dolnej granicy zawartości przewidzianej dla semilamprofirów) From 20 to 25% (nearly the lower content provided for semilamprophyres)
Dominujące minerały femiczne Main femic minerals	Biotyt, augit diopsydowy, hornblenda Biotite, diopsidic augite, hornblende
Dominujące minerały jasne Main light minerals	Plagioklasy (oligoklaz An ₁₂₋₁₈ , ligoklaz An ₂₂₋₂₄), skalenie potasowe, kwarc Plagioclases (oligoclase An ₁₂₋₁₈ , oligoclase An ₂₂₋₂₄), K-feldspars, quartz
Minerały akcesoryczne Accessory minerals	Apatyt, ilmenit, magnetyt Apatite, ilmenite, magnetite
Enklawy Enclaves	Bardzo nieliczne (stwierdzono pojedynczy fragment silnie zmienionej skały zasadowej) Only few (one piece of the strongly altered ultrabasic rock was found)
Przeobrażenia Alteration	Chlorytyzacja, karbonatyzacja, koalinityzacja, sylikacja, serycytyzacja, hematyzacja, albityzacja (kersantyt z Lubachowa) Chloritization, carbonatization, kaolinization, silicization, sericitization, hematitization, albitization (kersantite from Lubachów)
Obecny skład chemiczny Present chemical composition	Kersantyty (leukokratyczne semilamprofiry) o stosunkowo wysokiej zawartości SiO ₂ (około 58%) i pewnym niedostatku FeO, Fe ₂ O ₃ i TiO ₂ . Dużą zawartość SiO ₂ tylko w niektórych próbach można częściowo wyjaśnić sylikacją, przeważnie jest to kwarc pierwotny Kersantites (leucocratic semilamprophyres) with a relatively high content of SiO ₂ (approximately 58%) and lower content of FeO, Fe ₂ O ₃ and TiO ₂ . High SiO ₂ content is contributed mainly by the presence of primary quartz. In certain samples it can also be explained due to silicization

wych wrostków minerałów nieprzezroczystych tkwiących w niskodwójtomnej, słabo skryształizowanej (lub szklistej) masie ciasta skalnego. W takim tle występują igielkowate krystalizacje plagioklazów oraz sferolityczne agregaty mikrokrystalicznego kwarcu, otoczone aureolą drobnołusczkowych chlorytów. Warstewka ta stopniowo przechodzi ku wnętrzu dajki w skałę o coraz to

gioklazów oraz sferolityczne agregaty mikrokrystalicznego kwarcu, otoczone aureolą drobnołusczkowych chlorytów. Warstewka ta stopniowo przechodzi ku wnętrzu dajki w skałę o coraz to

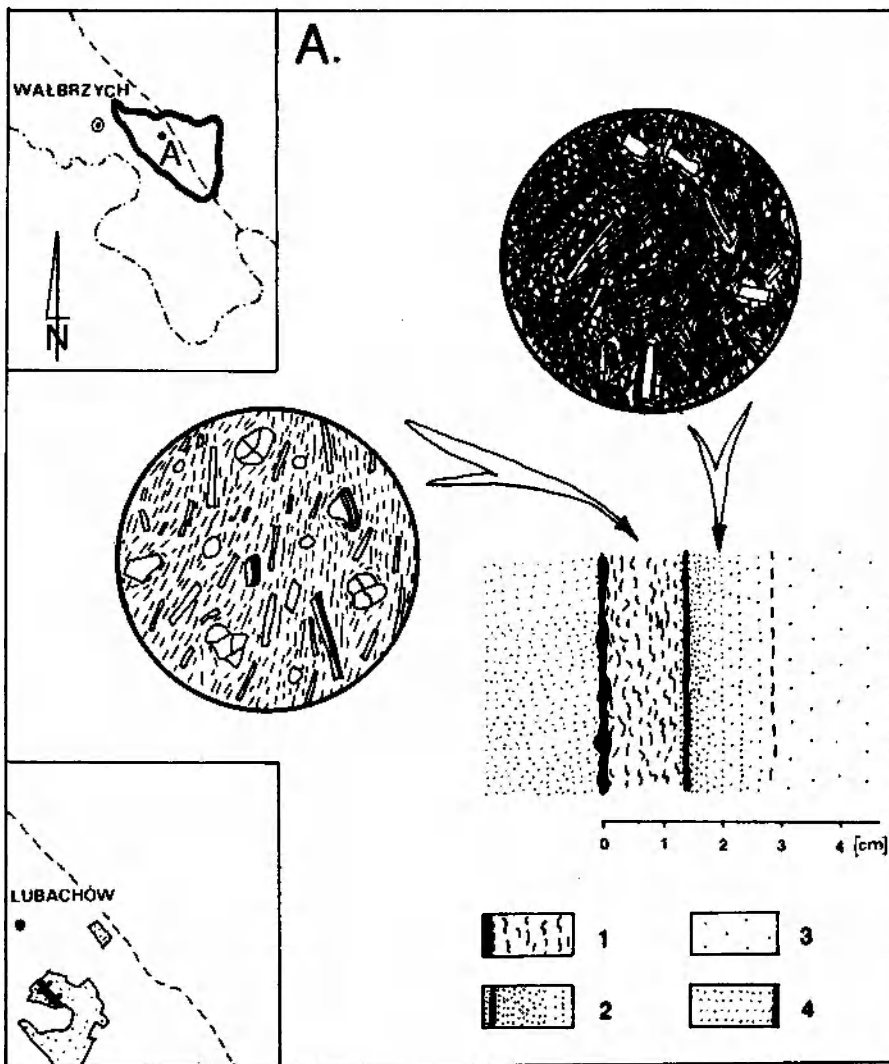


Fig. 61. Kontakt dajki kersantytowej z piaskowcami gnejsowymi kulmu sowiogórskiego, Lubachów. 1 – warstewka porcelanowobiala; 2 – warstewka czarna; 3 – kersantyt o normalnej więźbie i barwie; 4 – piaskowce gnejsowe kulmu sowiogórskiego

The contact of kersantite dyke with gneiss-sandstone of the Sowie Mts. kulum, Lubachów. 1 – white layer; 2 – black layer; 3 – kersantite with typical fabric and colour; 4 – gneissic sandstones of the Sowie Mts. kulum

wyraźniejszej więźbie panautomorfowo-ziarnistej (fig. 61).

Sill kersantytowy z Glinna intrudował natomiast w osady o charakterze drobnookruchowym i ilastym. W obrębie endokontaktu nie obserwowano widocznych zmian, natomiast strefa egzokontaktu jest stosunkowo rozległa. Oddziaływanie ciała kersantytowego obserwowano tutaj jeszcze w odległości kilku metrów od powierzchni kontaktu z ciałem kersantytowym. Zmiany te szczególnie wydatnie ujawniają się w łupkach ilastych. Polegają one na masowym występowaniu w tle łupków ilastych form sferoidalnych, zbudowanych z mikrokryształicznego kwarcu, przetykanych grudkami minerałów nieprzezroczystych. Wielkość takich sferoidalnych skupień mieści się

w przedziale od 0,08 do 0,25 mm (plansza VII, 1). Przestrzenie pomiędzy tymi sferoidalnymi formami wypełnione są minerałami ilastymi, które wykazują znamiona rekrytalizacji. W obrazie mikroskopowym poszczególne sferolity wyróżniają się dobrą przejrzystością oraz dużą koncentracją grudek minerałów nieprzezroczystych w odróżnieniu od otaczającego je tła ilastego, gdzie minerały nieprzezroczyste są silnie rozproszone. Wydaje się, że przyczynę tego rodzaju przemian należy upatrywać w uruchomieniu pod wpływem termicznego oddziaływania ciała kersantytowego zawartej w skale krzemionki w postaci najdrobniejszego pyłu kwarcowego. Sprzyjało temu zapewne znaczne jeszcze nasycenie wodą, która w postaci pęcherzyków pary wodnej mogła migro-

wać w ogrzanych intruzją skałach ilastych. Podobnej mobilizacji jak krzemionka uległy również związki żelaza. Dowodzi tego występowanie we wnętrzach większych kryształów pirytu dużej ilości detrytusu mineralnego (plansza VII, 2).

Intrudująca magma kersantytowa powodowała także brekcjonowanie otaczających ją bezpośrednio skał osadowych. Wskazuje na to występowanie szczególnej brekcji w kontakcie z ciałem kersantytowym, złożonej z okruchów skał ilastych, które mają dobrze wykształcone znamiona od-

działywania termicznego (charakterystyczne sferoidy mikrokryształicznego kwarcu w zrekrytalizowanym, ilastym tle). Zagadkowy jest natomiast brak śladów tego typu oddziaływania w ich masie wypełniającej (czyżby brekcjonowanie odbyło się w okresie znacznie późniejszym niż intruzja?).

Na podstawie stosunków geologicznych, które istnieją w okolicy ciała kersantytowego z Góry Koczan (+613,0 m n.p.m.), można stwierdzić, że intruzje kersantytów sowiogórskich nastąpiły w początkach górnego karbonu (po namurze A).

PODSUMOWANIE

1. Wykształcenie osadów dolnego karbonu w Górach Sowich wykazuje zasadnicze różnice w stosunku do pozostałych fragmentów utworów dolnokarbońskich w Sudetach Środkowych (depresja Świebodzic, depresja śródsudecka, Góry Bardzkie). Utwory dolnokarbońskie w Górach Sowich wyróżniają się niewielką miąższością, bardzo dużym poziomym zróżnicowaniem lito- i biofacjalnym, niewielką miąższością poszczególnych ogniw litologicznych w profilu pionowym, występowaniem specyficznych rodzajów skał osadowych (osadowe brekcje gnejsowe, piaskowce i zlepieńce gnejsowe, piaskowce i zlepieńce gabrońskie), licznymi, drobnymi przerwami w sedymentacji (brekcje i zlepieńce śródformacyjne), obecnością luk stratygraficznych obejmujących swym zasięgiem cały region Gór Sowich (np. okres poprzedzający powstanie zlepieńców kwarcowych – zespół C). Jednocześnie warto podkreślić, że sedymentacja w Górach Sowich trwała stosunkowo krótko, głównie w związku z transgresją morza późnowizeńskiego w Sudetach Środkowych. Pierwotny zasięg pokrywy osadów dolnokarbońskich na krystalicznym fundamencie Gór Sowich nie jest już obecnie możliwy do szczegółowego odtworzenia. Można jednak z całkowitą pewnością stwierdzić, że była to pokrywa cienka i o zróżnicowanej miąższości. Największe rozprzestrzenienie i stosunkowo jednolity charakter uzyskała ona dopiero w okresie rozszerzania się transgresji morza późnowizeńskiego w Sudetach Środkowych. Tego rodzaju pokrywa osadowa w obrębie wewnętrznej części orogenu waryscyjskiego mogła się utworzyć jedynie w związku z funkcjonowaniem tzw. „mikrokontynentów”. Jednym z nich była bez wątpienia kra sowiogórska.

2. Akumulacja osadów odbywała się na krystalicznym, sztywnym fundamencie („mikrokontynencie”), który już w środkowym wizenie rozbity był na szereg drobniejszych i do pewnego stopnia

niezależnych bloków tektonicznych, przemieszczających się względem siebie w kierunkach zbliżonych do pionowych (niezależnie od tego całość kry sowiogórskiej mogła się „przesuwać” w kierunku poziomym). Toteż tektonika blokowa jest najważniejszym czynnikiem wpływającym na przebieg akumulacji osadów na obszarze Gór Sowich. Obszary przykryte po dzień dzisiejszy kulmem sowiogórskim (zapadliska tektoniczne) już od środkowego wizeniu przejawiały tendencję do obniżania się w stosunku do sąsiednich obszarów bloku gnejsowego Gór Sowich. Obok piętna, które odcisnęła tektonika blokowa, równie ważne znaczenie dla rozwoju pokrywy osadowej mają pewne pierwotne rysy bloku Gór Sowich, a szczególnie wynikający z nich podział na region północny (strefę Bystrzycy) i region południowy (strefę Wielkiej Sowy), wzdłuż „równoleżnikowo” przebiegającej strefy podziału Głuszycy–Rościszów. Na południe i północ od tak wyznaczonej linii obserwujemy szereg istotnych różnic w rozprzestrzenieniu i wykształceniu osadów należących do poszczególnych zespołów skalnych, poczynając już od skał najstarszych (tabela 33, fig. 45, 46).

3. Ruchy poszczególnych, drobniejszych elementów fundamentu krystalicznego (kry sowiogórskiej) nie wygasły w dolnym karbonie. Miały one miejsce jeszcze wielokrotnie w późniejszym czasie. Najbardziej spektakularnym dowodem istnienia tych ruchów jest występowanie ciał ryolitowych, które mają niejednokrotnie tego rodzaju formę, że jedynym prostym jej objaśnieniem jest stwierdzenie, że magma ryolitowa wdarła się i przemieszczała ku powierzchni wąskimi szczelinami, które musiały istnieć pomiędzy sąsiadującymi ze sobą drobniejszymi blokami tektonicznymi krystalicznego fundamentu. W rezultacie tego rodzaju ciała ryolitowe tworzą specyficzny rodzaj „spawu”, który łączy ze sobą poszczególne, drob-

niejsze bloki tektoniczne. Tak „zabliźnione” linie tektoniczne były również często aktywne w okresach późniejszych (świadczą o tym dowodnie ryolitowe brekcje dyslokacyjne). Natomiast w miejscach, gdzie następowało krzyżowanie się ważnych linii tektonicznych, dochodziło do tworzenia się form o charakterze wypełnień kominowych. Formom takim towarzyszą również skały piroklastyczne. Warto podkreślić, że szczególnie uprzywilejowaną pod względem aktywności magmowej (ryolity i kersantyty, jak również tzw. hiperyty) jest „równoleżnikowa” strefa Głuszycy–Rościszów. W rezultacie można stwierdzić, że magmatyzm karboński w Górach Sowich uwarunkowany jest w pewnym sensie tektonicznie. Ciała skał magmowych usadawiały się nieomal zawsze w miejscach krzyżowania się ważnych linii tektonicznych lub też wzdłuż nich (fig. 48).

4. Zarówno kersantyty, jak i ryolity sowskie wyróżniają się stosunkowo niewielką zawartością minerałów maficznych i stosunkowo dużą zawartością krzemionki w porównaniu z przeciętną zawartością tych składników w wielu analogicznych skałach (są to odmiany wybitnie leukokratyczne). Skały te wykazują jednocześnie wyraźny nadmiar potasu.

5. Ważne linie tektoniczne wykorzystywane były również przez niskohydrotermalne roztwory sodonośne (analcytizacja, albityzacja). Z działalnością magmową wiążą się przeobrażenia stosunkowo niewielkiej strefy skał kulmu sowskiego, otaczających poszczególne ciała ryolitowe bądź kersantytowe (sylifikacja, karbonatyzacja itp.). Jedynie skały szczególnie podatne ulegały przeobrażeniom w większym zakresie (np. piaskowce i zlepieńce gabronośne w pobliżu ciała ryolitowego w Walimiu).

6. Materiał detrytyczny występujący w skałach kulmu sowskiego pochodzi z trzech głównych źródeł alimentacji: *a* – materiał detrytyczny pochodzenia sowskiego, *b* – materiał detrytyczny pochodzenia niesowskiego (ze skał wchodzących uprzednio w skład zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej, stopniem metamorfizmu odpowiadających facji zieleńcowej – z erozji skał należących do struktury kaczawskiej; z różnorodnych skał magmowych, w części wyraźnie zmetamorfizowanych, stopniem metamorfizmu odpowiadających facji zieleńcowej, które towarzyszyły zmetamorfizowanej regionalnie formacji osadowej – z erozji skał magmowych występujących w strukturze kaczawskiej; z erozji bliżej nie określonego masywu granitoidowego – czerwony granit jednolyszczycoko-

wy), *c* – materiał detrytyczny pochodzący z okalających od południa krę sowską masów skał zasadowych (masyw gabrowo-diabazowy Nowa Ruda–Słupiec, masyw gabrowy Sokolca). Materiał detrytyczny, pochodzący z tych trzech głównych źródeł zaopatrzenia, ulegał w trakcie powstawania kolejnych zespołów skalnych kulmu sowskiego mieszanemu się ze sobą, tworząc „złożone” kategorie skał, bądź nie ulegał mieszanemu się ze sobą, tworząc „proste” kategorie skał (fig. 62).

7. Zasadnicze zróżnicowanie litologiczne pokrywy osadowej w Górach Sowich spowodowane zostało kilkoma zjawiskami geologicznymi o znaczeniu regionalnym:

– wyraźnym zarysowaniu się rozczłonkowania krystalicznego fundamentu (kry sowskiej) na drobniejsze elementy tektoniczne już pod koniec środkowego wizeru;

– transgresją morza późnowizeńskiego (moment rozpoczęcia przypada między zespołem A i zespołami BA oraz B), która rozwijała się od południowego wschodu i dotarła prawdopodobnie jedynie do południowych krańców regionu północnego bloku Gór Sowich (do strefy Bystrzycy). Prawdopodobnie tylko wzdłuż zarysowujących się tu i ówdzie zapadłisk tektonicznych mogła ona w sposób wyraźniejszy przekraczać „równoleżnikową” linię, która rozdzielała region północny bloku Gór Sowich (strefę Bystrzycy) od regionu południowego bloku Gór Sowich (strefę Wielkiej Sowy). Przykładem może być tutaj kulm sowski z Glinna (fig. 46). W trakcie gromadzenia się osadów zespołu B w regionie południowym w części północnej Gór Sowich kontynuowana była depozycja osadów zespołu BA (tabela 33);

– erozją o zasięgu regionalnym (przypadającą między zespołami B oraz BA a zespołem C, fig. 62). O intensywnej erozji dowodnie świadczy skład petrograficzny materiału detrytycznego (otoczaki skał wchodzących uprzednio w skład niezmetamorfizowanej formacji osadowej, wykształconej w facji kulmu; w tym także zrolowane fragmenty ławic łupków ilastych kulmu sowskiego) oraz stwierdzony ponad wszelką wątpliwość fakt składania zlepieńców kwarcowych (zespół C) bezpośrednio na gnejsach sowskich (między innymi wiercenie studienne w północnej części Kamionek wykazało w podłożu zlepieńców kwarcowych gnejsy sowskie, por. Żakowa, Żak 1962). Wskazuje to jednoznacznie na istnienie już wówczas wyraźnie wyodrębniających się w obszarze bloku gnejsowego Gór Sowich zapad-

Tabela 33. Litosrafinografia karbonu Gó: Sowich

		REGION POŁUDNIOWY		- REGION PÓŁNOČNY	
1	KARBON GÓRNY	kulm sowiogórski z SOKOLCA I JUGOWA	kulm sowiogórski z KAMIONEK	kulm sowiogórski z LUBACHOWA, MICHAŁ-KOWEJ I GLINNA	kulm sowiogórski z WALIMIA
		luka stratygraficzna	luka stratygraficzna	luka stratygraficzna	ryolity sowiogórskie i towarzyszące im skały piraklastyczne luka stratygraficzna
2	KARBON DOLNY	ZESPÓŁ C (zlepience kwarcowe)	ZESPÓŁ C (zlepience kwarcowe)	ZESPÓŁ B kersantyły sowiogórskie	ZESPÓŁ B kersantyły sowiogórskie
		ZESPÓŁ B zestaw B ₁ +B ₂ +B ₃	ZESPÓŁ B zestaw B ₁ +B ₂ +B ₃	ZESPÓŁ B zestaw B ₁ +B ₂ +B ₃ uwaga!	ZESPÓŁ BA (zestaw BA ₁)
3	KARBON ŚRODKOWY	ZESPÓŁ BA zestaw BA ₂	ZESPÓŁ A zestaw A ₁	ZESPÓŁ BA zestaw BA ₁	ZESPÓŁ A zestaw A ₁
		ZESPÓŁ A zestaw A ₁ +A ₂	ZESPÓŁ A zestaw A ₁	ZESPÓŁ A zestaw A ₁	ZESPÓŁ A zestaw A ₁ +A ₂

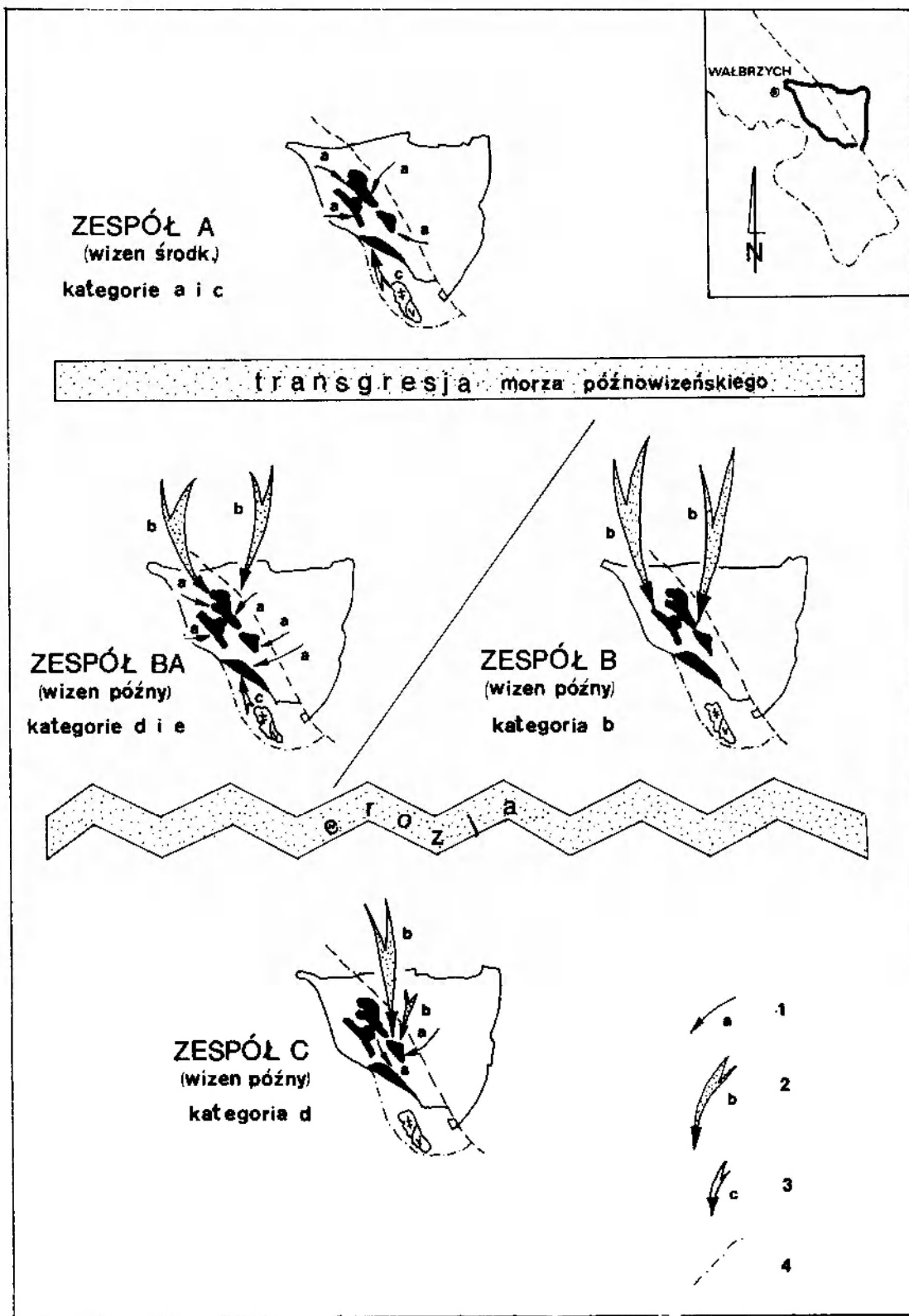


Fig. 62. Zaopatrzenie w materiał detrytyczny zespołów skalnych i najważniejsze zjawiska geologiczne w okresie powstawania kulmu sowiogórskiego. 1 – materiał detrytyczny pochodzenia sowiogórskiego; 2 – materiał detrytyczny pochodzenia niesowiogórskiego; 3 – materiał detrytyczny pochodzący z okalających od południa krę sowiogórską masywów skał zasadowych; 4 – przypuszczalny zasięg masywów skał zasadowych (wg Oberca 1972)

Supply with the detritic material for the groups of rocks and main geological events during the formation the Sowie Mts. kulm. 1 – detritic material of the Sowie Mts. origin; 2 – detritic material from other regions; 3 – detritic material from ultrabasic rocks that surround the southern part of the Sowie Mts. block; 4 – hypothetical boundaries of massives of ultrabasic rocks (after Oberc 1972)

lisk tektonicznych wypełnionych utworami zespołów A, BA i B. W pozostałych, dźwigniętych lub dźwigających się fragmentach bloku Gór Sowich nastąpiło już lub następowało w trakcie tworzenia się zespołu C zdjęcie całkowite lub tylko częściowe pokrywy osadowej, którą tworzyły głównie skały należące do zespołu B i BA. Argumentów w tej sprawie mogą dostarczyć przyszłe badania sedimentologiczne (zespół C – stożki napływowe?).

8. Ogólnie można stwierdzić, że stopień diagenetyzacji skał kulmu sowskiego jest niewielki. Diagenetyzacja ogranicza się w większości skał do słabo rozwiniętych przemian typu geometrycznego (kompakcji) i w jeszcze mniejszym stopniu zaznaczonych zmian typu mineralogicznego (np. tworzenie się kongregacji syderytowych, rekryształizacja najdrobniejszego detrytusowego blaszkowego i łusczkowego, tworzenie się autogenicznego chlorytu, wypieranie skaleni przez kaolinit, tworzenie się autogenicznego kwarcu w postaci obwódki na ziarnach kwarcu). Z diagenetyzacją należy również wiązać słabą cementację większości skał kulmu sowskiego (hematyt, kalcyt, syderyt). Jedynie skały węglanowe mają wyraźnie rozwinięte procesy cementacji. Kompakcja sprowadza się w większości omawianych skał (z wyjątkiem zlepieńców kwarcowych) do zagęszczenia upakowania składników poprzez elastyczne deformacje składników blaszkowych (łyśczyków, chlorytów itp.). Stwierdzono istotne różnice w podatności poszczególnych rodzajów minerałów blaszkowych na odkształcenia plastyczne spowodowane kompaktacją. Wyraźnie intensywniejszym przemianom poddane zostały skały występujące w pobliżu ciał skał magmowych (sylikifikacja, karbonatyzacja, rekryształizacja) oraz w pobliżu ważnych linii tektoni-

cznych (analcytizacja, hematyzacja). W rezultacie można stwierdzić, że obserwowana przeważnie słaba zwięzłość skał kulmu sowskiego odzwierciedla w pewnym przybliżeniu niski stopień ich diagenetyzacji (z wyjątkiem zlepieńców kwarcowych, które wyróżniają się większym zaawansowaniem procesów diagenetycznych). Wskazuje to jednocześnie, że skały te nie były nigdy przykryte bardziej miąższym nadkładem, jak również nie uległy intensywniejszym tektonicznym deformacjom ciągłym (przeciwdziałało temu sżywne, krystaliczne podłoże). Stosunkowo niski stopień zdiagenezowania tych skał jest jedną z ich charakterystycznych cech.

9. Jedynym zespołem skalnym, w którym należy się spodziewać występowania podkładów węglowych jest zespół BA (zestaw BA₁), rozprzestrzeniony w regionie północnym bloku gnejsowego Gór Sowich (strefie Bystrzycy). Obecność sżywnego, krystalicznego fundamentu sprzyjała wytworzeniu się warunków powstania formacji węglonośnej, niemniej z uwagi na istnienie w okresie gromadzenia się osadów zespołu BA (zestaw BA₁) częstych dyferencyjnych ruchów krystalicznego podłoża (ruchy poszczególnych bloków tektonicznych należących do kry sowskiej) oraz w związku z ograniczeniem występowania utworów zespołu BA (zestaw BA₁) do obszaru stosunkowo niewielkich zapadlak tektonicznych w ramach bloku gnejsowego Gór Sowich, należy stwierdzić, że nie są to obszary perspektywiczne do poszukiwania zasobów węgla, mimo że w obszarze tym znane są już od dawna wystąpienia nierentownych pokładów węglowych (Dathe, Finckh 1932).

Sosnowiec, styczeń 1985

LITERATURA

- BATHURST R. G. C., 1966: Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *J. Geol.*, 5, s. 15–32.
- 1971: *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Developments in Sedimentology, 12, Elsevier, Amsterdam, s. 620.
- BEDERKE E., 1924: Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. *Forsch. Geol. Paläont.*, 2/7, s. 1–50.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Forsch. Geol. Paläont.*, 23, s. 429–524.
- 1934: Sudetenrand und Eulengneisproblem. *Veröff. Schles. Ges. Erdk.*, 21, s. 56–142.
- BEDERKE E., FRICKE K., 1943: Das Niederschlesische Gebiet. *Dtsch. Steinkohlenbergbau*, 1, s. 227–242.
- BERG G., 1913: Die Lagerungsverhältnisse des Karbons und der Eruptivgesteine im östlichen Teile des Waldenburger Beckens. *Gliückauf*, 14, s. 42–107.
- BEYRICH E., 1843: *Über die Entwicklung des Flozgebirges in Schlesien*. Breslau.
- BOLEWSKI A., PARACHONIAK W., 1974: *Petrografia*. Wyd. Geol., Warszawa, s. 645.
- BUBNOFF S., 1924: Die Tektonik am Nordostrand des Niederschlesischen Kohlenbeckens und ihr Zusammenhang mit Kohlensäureausbrüchen in den Flözen. *Z. Berg-, Hütt-, u. Salinew.*, 72, s. 74–216.
- BUCH L., 1839: Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. *Abh. Königl. Akad. Wiss.*, s. 1–21.
- 1843: Über Productus oder Leptaena. *Abh. Königl. Akad. Wiss.*, s. 1–36.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1974: *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, Hamburg, s. 739.
- CARSTENS H., 1959: Comagmatic lamprophyres and diaba-

- ses on the south coast Norway. *Beitr. Miner. Petrol.*, 6, s. 299–319.
- CHOROWSKA M., 1973: Stratygrafia wapienia węglowego Gór Bardzkich na podstawie konodontów. *Kwart. Geol.*, 17, s. 917–918.
- CZAJOR E., CZERMIŃSKI J., 1960: Zmienność zawartości wapienia i magnezu w skałach węglanowych na obszarze Polski, bez Karpat (kom. wstępny). Variableness of content of calcium and magnesium in carbonate rocks on Polish territory, excluding the Carpathians (Preliminary report). *Kwart. Geol.*, 4, s. 459–467.
- DATHE E., 1882: Variolite der Gabbrogruppe in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 34, s. 242–256.
- 1883: Die Variolitführenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf in Schlesien. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Berlin.
- 1885: Über schlesische Culmpetrefacten. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 37, s. 233–245.
- 1904a: *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen, Blatt Rudolfswaldau, Blatt Neurode, Blatt Wünschelburg.* Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., Lief 115, s. 1–110.
- 1904b: *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen, Blatt Langenbielau.* Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., Lief 116, s. 1–52.
- DATHE E., BERG G., 1926: *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Landern, Blatt Waldenburg.* Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., Lief 145, s. 1–96.
- DATHE E., FINCKH L., 1923: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen, Blatt Charlottenbrunn.* Kgl. Preuss. Landesanst., Lief 139, s. 1–64.
- DUNHAM R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture, [w:] *Classification of Carbonate Rocks*, Ham W. E. (red). Amer. Ass. Petrol. Geol., 1, s. 108–121.
- DZIEDZICOWA H., 1953: Analizy petrograficzne otoczków kulmowych na południowo-zachodniej części arkusza Bielawa. *Arch. Dolnośl. St. Teren. Inst. Geol.*, Wrocław (maszynopis).
- DZIEDZIC K., 1966: Geneza węglowego Zagłębia Wałbrzyskiego, [w:] *Z geologii Ziemi Zachodnich. Materiały do Sesji Nauk. Dwudziestolecia Polskich Badań 1945–1965.* Origin of the Wałbrzych Coal Basin. T. 2, s. 217–226.
- 1970: Tektonika północno-wschodniej części karbonu noworudzkiego. Tectonics of the carboniferous deposits in the north-eastern Part of the Nowa Ruda Coal Basin (Sudetes). *Acta Geol. Pol.*, 20, s. 177–194.
- 1971: Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce śródsudeckiej. Sedimentation and palaeogeography of the Upper Carboniferous deposits in the Interasudetic Depression. *Geol. Sudetica*, 5, s. 7–75.
- EMBRY A. F., KLOVAN E. J., 1972: Absolute water depths limits of Late Devonian palaeoecological zones. *Geol. Rdsch.* 61, s. 672–686.
- FLÜGEL E., 1972: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, 21, s. 7–64.
- 1978: Mikrofazielle Untersuchungen – methoden von Kalcken. Springer, Berlin, s. 454.
- FOLK R. L., 1959: Practical petrographical classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 43, s. 1–38.
- FRIEDMAN G. M., 1965: Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.*, 35, s. 62–71.
- FUCHTBAUER H., MÜLLER G., 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. [w:] *Sediment-Petrologie*, 3, s. 378.
- GAWROŃSKI O., 1958: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1: 25 000, arkusz Pieszyce.* Wyd. Geol., Warszawa.
- GROCHOLSKI A., 1965: Wulkanity niecki wałbrzyskiej w świetle badań strukturalnych. The volcanic rocks in the Wałbrzych Basin in the light of structural studies. *Biul. Inst. Geol.*, 191, s. 5–67.
- 1981: Uwagi na temat pozycji tektonicznej i stratygraficznej wulkanitów hercyńskich. Remarks on the tectonic and stratigraphic position of the Hercynian volcanites, [w:] *Problemy wulkanizmu hercyńskiego w Sudetach Środkowych.* Mat. Konf. Teren. Ziemia Wałbrzyska 1981, s. 32–38.
- GROCHOLSKI W., 1956: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, 1: 15 000, arkusz Walim.* Wyd. Geol., Warszawa.
- 1959: Stosunek warstw żałcerskich do gnejsów sowiogórskich między Głuszcycą a Sierpnicą w Sudetach Środkowych. Relation of the Żecler beds to the Sowie Góry gneisses in Central Sudeten Mts. *Acta Geol. Pol.*, 9, s. 419–432.
- 1961: Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. Tectonics of the southwestern border of the Sowie Mts. gneiss block (Sudeten Mts.). *Studia Geol. Pol.*, 8, s. 1–75.
- 1967: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 3, 181–250.
- GÓRECKA T., MAMET B., 1970: Sur quelques microfacies carbonates paleozoiques des Sudetes Polonaises (Monts de Bardo). *Rev. Micropaléont.*, 13, s. 155–164.
- HARKER A., 1909: *The Natural History of Igneous Rocks.* Macmillan, New York.
- HOEHNE K., 1942a: Beitrag zur Kenntnis des Mittelrotliegenden Vulkanismus im Waldenburger Bergbauegebiet (Niederschlesien). *Z. prak. Geol.*, 50.
- 1942b: Über die Bildung der Kohlenriegel im Waldenburger Bergbauegebiet (Niederschlesien). *Glückauf*, 78.
- 1961: Zum Alter der Porphyre im Waldenburger Bergbauegebiet. *Geol. Jb.*, 78.
- IWANOWA E. A., 1958: Rozwój fauny w swiazi s usłowijami suszczestwowanija. *Akad. Nauk. CCCP, Tr. Paleont. Inst.*, 69.
- IWANOWA W. P., 1961: Tiernogrammy minerałow. *Zap. Wśw. Min. Obsz.* 40/1, 50.
- JAWOROWSKI K., 1982: W sprawie spolszczenia klasyfikacji skał węglanowych Dunhama. Towards Polish names consistent with Dunham's classification of carbonate rocks. *Prz. Geol.*, 4, s. 194–195.
- JUSKOWIAK O., RYKA W., 1960: Uwagi o granulitach z okolic Zagórza Śląskiego i Bystrzycy Górnej (Góry Sowie). Notes on granulites from vicinity of Zagórze Śląskie and Bystrzyca Górna (Sowie Mt.). *Kwart. Geol.*, 4, s. 291–310.
- KALKOWSKY E., 1878: *Die Gneissformation des Eulengebirges.* Diss. Univ., Leipzig.
- KAPUŚCIŃSKI T., POZZI M., 1981: Przyczynę do poznania dyferencjacji masywu gabbrowo-diabazowego w rejonie Słupca. Contribution to the knowledge of differentiation of the gabbro-diabase massif in the Słupiec area. *Kwart. Geol.*, 25, s. 233–242.
- KARDYMOWICZ I., 1967: Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. Minor intrusions in the area of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains. *Biul. Inst. Geol.* 197, s. 329–402.
- KOZŁOWSKI K., RYKA W., 1981. *Petrografia skał magmowych.* Wyd. Geol. Warszawa, s. 233.
- KOZŁOWSKI S., 1958: Wulkanizm permski w rejonie Głu-

- szczy i Świerków na Dolnym Śląsku. Permian volcanism in Głuszycza and Świerki region (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, s. 5–52.
- KRAWCZYŃSKA-GROCHOLSKA H., GROCHOLSKI W., 1958: Młodopaleozoiczny wulkanizm południowo-wschodnich okolic Wałbrzycha. Young Paleozoic volcanism in an area south-east of Wałbrzych. *Acta Geol. Pol.*, 8, s. 515–533.
- KRUMBEIN W. C., 1934: Size frequency distributions of sediments. *J. Sedim. Petrol.*, 4, s. 65–77.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1963: *Stratigraphy and Sedimentation*. Freeman, San Francisco, s. 660.
- KRYZA R., 1976: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Jugowic. Zakład Nauk Geologicznych PAN, Wrocław (maszynopis).
- 1977: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Zagórza Śląskiego. Zakład Nauk Geologicznych PAN, Wrocław (maszynopis).
- 1978: Charakterystyka petrograficzna gnejsów i migmatytów okolic Lubachowa i Bystrzycy Górnej. Zakład Nauk Geologicznych PAN, Wrocław (maszynopis).
- 1981: Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Migmatization in gneisses of northern part of the Sowie Góry (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 16, s. 7–100.
- KUCHARENKO A. A., 1961: *Mineralogija rassipiej*. Moskwa, s. 132.
- KUTEK J., 1969: Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II. Paleogeografia. The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts. (Central Poland). Part II. Palaeogeography. *Acta Geol. Pol.*, 19, s. 221–321.
- LEIGHTON M. W., PENDEXTER C., 1962: Carbonate rocks types, [w:] Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. s. 33–61.
- LARSEN E. S., 1938: Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. *J. Geol.*, 46, s. 505–520.
- ŁAPOT W., 1985: Zanalcyzowane osady gabronośne kulmu sowiogórskiego z Jugowa (Sudety). *Prz. Geol.* (w druku).
- 1986: Analcyt w utworach kulmu sowiogórskiego. *Arch. Miner.* (w druku).
- MAJEROWICZ A., 1975: Cyrkony niektórych skał krystalicznych jako wskaźniki petrograficzne. Zircons of some crystalline rocks as petrogenetic indexes. *Acta Univ. Wratisl.*, nr 247, *Pr. Geol.-Miner.* 4, s. 3–17.
- MAMET B. L. 1976: An atlas of microfacies in Carboniferous carbonates of Canadian Cordillera. *Geol. Surv. Bull.*, 255, s. 475.
- MORAWSKI T., 1960: Badania petrologiczne Gór Sowich. Uwagi o hiperytach Gór Sowich. Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis).
- 1962: Ortognejsy Gór Sowich z rejonu Głuszycy i Jugowic. Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol. Wrocław (maszynopis).
- 1963a: Uwagi petrologiczne o tzw. „ortognejsach” na obszarze arkusza Wałm (Góry Sowie). Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol. Wrocław (maszynopis).
- 1963b: Badania mineralogiczno-petrograficzne obszaru mineralizacji barytowej okolic Głuszycy. Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol. Wrocław (maszynopis).
- 1964: Charakterystyka petrograficzna skał otoczenia mineralizacji barytowej w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry. Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol. Wrocław (maszynopis).
- 1973: The Sowie Góry area and its petrological problems, [w:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ M., ŚNIEŻEK E., 1981: Dunhama klasyfikacja skał węglanowych i propozycja polskiego nazewnictwa. Dunham's classification of carbonate rocks and proposal of Polish terms. *Prz. Geol.*, 10, s. 536–537.
- NEMEC W., 1979: Wulkanizm późnokarboński w niecce wałbrzyskiej (synklinorium śródsudeckie). Bibl. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocławskiego. Wrocław (maszynopis).
- 1981: Problemy genezy i wieku skał wulkanoklastycznych na wschodzie niecki wałbrzyskiej. Problems of the origin and age of volcanoclastic rocks along the eastern margin of Wałbrzych Coal Basin, [w:] *Problemy wulkanizmu hercyńskiego w Sudetach Środkowych*. Mat. Konf. Teren. Ziemia Wałbrzyska 1981, s. 8–27.
- NIGGLI P., 1923: *Gesteins-und Mineralprovinzen*. Berlin.
- NOWAKOWSKI A., 1968: Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. Permian volcanites of the Suche Mts. in the Intrasudetic Basin. *Geol. Sudetica*, 4, s. 299–408.
- OBERC J., 1949: Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*, 2–3.
- 1957a: Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Stratigraphy and tectonics of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the western part of the Bardo region (Sudetic Mrs.). *Bul. Inst. Geol.* 123, s. 1–95.
- 1957b: Region Gór Bardzkich (Sudety), Wyd. Geol., Warszawa.
- 1972: Sudety i obszary przyległe, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, 4, Tektonika, 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- PACHOLSKA A., 1978: Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneiss block. *Geol. Sudetica*, 13, s. 41–66.
- PETRASCHECK W. E., 1938: Zur Alterbestimmung des varistischen Vulkanismus in Schlesien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 90, s. 20–225.
- 1939: Die geologischen Verhältnisse im Nordteil des Neuroder Kohlenreviers. *Z. Berg-, Hütt. u. Salinenw.*, 87, s. 56–142.
- PETTIJOHN F. J., 1957: *Sedimentary Rocks*. Harper, Londyn s. 718.
- 1963: Chemical composition of sandstones-excluding carbonate and volcanic sands; data of geochemistry. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 440-S.
- 1975: *Sedimentary Rocks*. Harper (III wyd.), Londyn s. 732.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972: *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin, s. 618.
- PLEWA M., 1968: Skały magmowe i przejawy mineralizacji w zachodniej i środkowej części niecki wałbrzyskiej. Igneous rocks and signs of mineralization in the Western and Middle Part of the Wałbrzych Basin. *Pr. Miner.*, 12, s. 1–65.
- POLAŃSKI A., 1954: Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. (Middle Sudeten). *Arch. Miner.*, 18, s. 211–292.
- POWERS M. C. 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, 23, s. 117–119.
- RADWAŃSKI S., 1952a: Paleogeografia i sedymentacja kulmu w północnej części niecki śródsudeckiej. Paleogeog-

- graphy and sedimentation of the Culm in the northern part of the Intrasudetic Basin. *Biul. Inst. Geol.*, 79, s. 1–73.
- 1952b: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w północnej części niecki śródsudeckiej w roku 1948. Geological investigation in the northern part of the Intra-Sudetic Trough in 1948. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, s. 279–293.
- RHODES F. H. T., AUSTIN R. L., DRUCE E. C., 1969: British Avonian (Carboniferous) conodont faunas and their value in local and intercontinental correlation. *British Mus. (Nat. Hist.), Bull. Geol. Supp.*, 5, London, s. 313.
- RHODES F. H. T., AUSTIN R. L., 1971: Carboniferous conodont faunas of Europe. *Geol. Soc. Amer.*, 127, s. 317–352.
- RITTMANN A., 1973: *Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks*. Springer, Berlin, s. 286.
- ROEMER F., 1860: Weitere Nachricht von dem Vorkommen der *Posidonomya Becheri* und anderer für die Culm-Schichten bezeichnender Fossilien in den Sudeten und in Mahren nach Beobachtungen des Herrn Heinrich Wolf in Wien. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 12.
- RUCHIN L. B., 1969: *Osnovy litologii*. Niedra, Moskwa, s. 703.
- SAWICKI L., 1967: *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego (bez osadów czwartorzędowych), skala 1:200 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- SCHÜTZE A., 1883: *Geognostische Darstellung des Niederschlesisch-Bohmischen Steinkohlen-Becknes*. Niederschl. Steinkohlen-Bergbau. Waldenburg.
- SCUPIN H., 1933: Geologischer Führer durch die Nord-Sudeten Sammlung geol. Führer Bd. 35.
- 1937: Die Ursudeten. *Petrol. Geogr. Mitt.*, 5.
- SIMPSON E. S. W., 1954: On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks, *Geol. Mag.*, 91, s. 238–244.
- STRECKEISEN A., 1978: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and mellilitic rocks. *Neues Jb. Miner. Abh.*, 107, s. 2–3.
- TEISSEYRE A. K., 1966: Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. et géogr.*, 14, s. 37–43.
- 1968: Charakterystyka sedimentologiczna najniższego kulmu ładowego w północnej części niecki śródsudeckiej. The Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin: a study in sedimentary petrology and basin analysis. *Geol. Sudetica*, 4, s. 221–298.
- 1973: Carboniferous fans and conglomerates in the Central Sudetes: marginal faults, downfaulting and sedimentation. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 21, s. 147–155.
- TEISSEYRE A. K., TEISSEYRE J., 1969: Faulting and sedimentation on the north-western margin of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. et géogr.*, 17, s. 41–48.
- TEISSEYRE H., 1951: Zagadnienia utworów dewońskich i diabazów w Strumyku na północ od Wałbrzycha. The Upper Devonian and the diabases in the locality Strumyk, north of Wałbrzych (Central Sudeten). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, s. 295–310.
- 1958: Sedymentacja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych, Sedimentation, paleogeography, and tectonics of the Lower Carboniferous in the Middle Sudeten. *Kwart. Geol.*, 2, s. 576–591.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: *Regionalna geologia Polski*, t. 3, z. 1, Sudety Pol. Tow. Geol., Kraków, s. 300.
- THUGUTT S. J., 1946: Analcym, ustrój i pochodzenie. Sur l'origine de l'analcime. *Arch. Miner.*, 16, s. 26–35.
- VLODAVETS V. J., 1963: Graft of the proposal submitted to the commission of the classification of pyroclastic rocks elected at the First All-Union Volcanology Conference. *Inter. Geol. Rec.*, 5.
- WIEWIÓRA A., 1967: Studia mineralogiczno-geochemiczne procesów wietrzeniowych gabr Nowej Rudy. Mineralogical and geochemical studies of weathering processes of gabbroic rocks of the Nowa Ruda region (Lower Silesia). *Arch. Miner.*, 27, s. 224–337.
- WILSON J. L., 1975: *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, Berlin, s. 471.
- ZINGG T., 1935: Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Miner. Petrol. Mitt.*, 15, s. 39–140.
- ZITTEL K. A., 1887: *Traite de Paléontologie*. T. 2. Paleozoologie, partie I – Mollusca et Arthropoda. Paris.
- ŻAKOWA H., 1958a: Biostratygrafia utworów morskich dolnego karbonu z obszaru Wałbrzycha Miasta na Dolnym Śląsku. Biostratigraphy of the Lower Carboniferous marine deposits of the area of Wałbrzych Miasto (Lower Silesia). *Por. Inst. Geol.*, 19, s. 213.
- 1958b: Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Upper Visean of the Lower Carboniferous Intrasudetic Basin. *Kwart. Geol.*, 2, s. 609–625.
- 1960: Poziom *Goniatites crenistria* z Glinna (Góry Sowie). Horizon *Goniatites crenistria* from Glinno (Sudeten Mts.). *Kwart. Geol.*, 4, s. 349–366.
- 1963: Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Stratigraphy and facial extents of the Lower Carboniferous in Sudetes. *Kwart. Geol.*, 7, s. 73–94.
- 1964: Rozwój facji górnego wizeny w Polsce. Development of the Upper Visean facies in Poland. *Kwart. Geol.*, 8, s. 737–753.
- 1966a: Poziom *Goniatites crenistria* Phill. w okolicy Sokolca i Jugowa u podnoży Gór Sowich. Zone *Goniatites crenistria* Phill. in the vicinity of Sokolec and Jugów, at the foot of the Sowie Góry Mts. (Central Sudetes). *Por. Inst. Geol.*, 43, s. 1–172.
- 1966b: Zagadnienia stratygraficzno-facjalne dolnego karbonu Sudetów na tle aktualnego rozpoznania tego oddziały w Polsce. Stratigraphic and facial problems of the Lower Carboniferous of the Sudeten on the background of the actual state of research on the development of this formation in Poland. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, 2, s. 185–216.
- ŻAKOWA H., ŻAK Cz., 1962: Dolny karbon z Kamionek (G. Sowie). Lower Carboniferous at Kamionki (Sowie Mts. – Lower Silesia). *Biul. Inst. Geol.*, 1973, s. 169–227.

PETROGRAPHY OF CARBONIFEROUS ROCKS FROM THE SOWIE MTS (SUDETES)

Włodzimierz ŁAPOT

Department of Geochemistry, Mineralogy and Petrography
Faculty of Earth Sciences, Silesian University
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Summary

ABSTRACT. Isolated patches of Lower Carboniferous sediments that occur in the Sowie Mts. fill up tectonic depressions separated from one another by the system of horsts and half-horsts. These sediments are called the Sowie Mts. kulum.

Small bodies of rhyolites and kersantites occurring within both, gneisses and the Sowie Mts. kulum are the result of the Upper Carboniferous magmatic activity. Rhyolites are sometimes associated with pyroclastic rocks.

The Sowie Mts. kulum was formed under particular circumstances induced by the rigid crystalline basement and the block-faulting tectonics. As far as in the Middle Viséan, the Sowie Mts. Block was disintegrated into numerous smaller and to the some degree independent tectonic blocks, which were vertically shifting.

Tectonic depressions filled with the Sowie Mts. kulum, since the Middle Viséan, have tended to lower in relation to the nearby parts of the Sowie Mts. Block. As the result of almost independent movements of fragments of the Sowie Mts. Block, even the youngest sediments of the Sowie Mts. kulum could be, in certain regions, deposited directly on the crystalline basement.

Those movements did not enhanced in Lower Carboniferous, so the Upper Carboniferous magmatism was conditioned by the tectonics. The bodies of rhyolite and kersantite almost always have occupied junctions of the main tectonic lines or intruded along them, forming something like a weld. As the result of the magmatic activity a narrow zone of altered rocks of the Sowie Mts. kulum surrounds the rhyolitic and kersantitic bodies. Main tectonic lines were also penetrated by low temperature and sodium-bearing hydrothermal solutions (analimitization, albitization).

The particular fragments of Lower Carboniferous sediments in Sudetes (Świebodzić depression, Middle Sudetic depression, Sowie Mts., Bardzkie Mts.) do not form a homogenous sedimentary cover (Fig. 1). Isolated patches of Lower Carboniferous sediments, occurring within the Sowie Mts. gneisses fill up tectonic depressions separated from one another by the system of horsts and semihorsts. These sediments are called the Sowie Mts. kulum (Oberc 1949, 1972; Teisseyre 1958; Żakowa 1958; Grocholski 1961).

From the geological point of view, Lower Carboniferous sediments of the Sowie Mts. can serve as a peculiar example of sediments accumulation on the rigid crystalline basement which itself provided a certain portion of material for the sediments formation.

Blocky movements of the crystalline basement helped to form and preserve the tectonic depressions filled with the sedimentary rocks.

On the basis of tectonics and petrographic evidences it has been concluded that the Sowie Mts. Block is deeping to the SE (Grocholski 1967) and this tendency presumably took place before the sedimentation of the Sowie Mts. kulum.

The Sowie Mts. gneissic block can be divided into two major structural units: northern and southern. Diffuse boundary between them might be traced along the line Głuszycza-Pieszycze. It must be added that this division is

There was three main sources of the detritic material of the Sowie Mts. kulum:

- 1) the Sowie Mts.,
- 2) ultrabasic massives that occur south of the Sowie Mts. Block,
- 3) terrains outside the Sowie Mts. (rocks previously forming sedimentary formation metamorphosed in the greenschist facies).

Moreover, the youngest group of the Sowie Mts. kulum contains differently consolidated and redeposited detritic material of the sedimentary formation related to the kulum facies including redeposited sediments of the older groups of the Sowie Mts. kulum.

Detritic material from sources listed above was mixed up during the formation of subsequent groups of rocks of the Sowie Mts. kulum, resulting in „complex” rock-associations. When the detritic material was not mixed up the „simple” rock-associations were formed.

The oldest suite of the Sowie Mts. kulum is composed of the detritic material derived from the Sowie Mts. or the nearby ultrabasic massives, whereas in younger suites material originated outside the Sowie Mts. is predominant (regionally metamorphosed sedimentary formation, redeposited material from the kulum sedimentary formation).

Low density of rocks from the Sowie Mts. kulum seems to reflect the low degree of their diagenesis. This indicates that the rocks have never been intensively folded and covered with thick overlayers.

confirmed by the fold tectonics of the Sowie Mts. Block (Oberc 1972). Rock associations of the Sowie Mts kulum occur in northern unit as well as in the southern one. It should be stressed, however, that the Lower Carboniferous sediments younger than *Beyrichioceras* zone are preserved only within the southern unit, whereas sediments older than *Goniatites* zone occur only within the northern unit (Tab. 1).

Basement of the Sowie Mts. kulum is built up of crystalline rock (varieties of gneisses). Locally this basement consists also of small bodies of ultrabasic rocks (gabbro, serpentinites).

Patches of Lower Carboniferous sediments, preserved in the tectonic depressions are called as follows: kulum from Lubachów, Michalkowa and Glinno, kulum from Walim, kulum from Kamionki and kulum from Sokolec and Jugów (Fig. 1).

Rhyolite and kersantite bodies occurring within gneisses and within the Sowie Mts. kulum form a belt of outcrops between Jedlińska Kopa (+727,7 m a.s.l.) and Rościszów. Towards the south and north of the belt, rhyolites and kersantites occur only along the SW margin of the Sowie Mts. Block and in the vicinity of Lubachów and Michalkowa.

Fragments of the Lower Carboniferous cover in the Sowie Mts. are composed of sediments belonging to *Beyrichioceras* and *Goniatites* (Go_2 - Go_8) zones, Middle and Upper Viséan.

The internal structure of the tectonic depressions filled with Lower Carboniferous sediments is incompletely understood, mainly due to the poor exposure of the area under consideration. Nevertheless there was established that the sediments were folded and folding was of low intensity. Wide-spacing, inclined folds can be frequently recognized.

Moreover, drag of layers can be observed nearby the certain faults which bounder tectonic depressions. Even less is known about discontinuous deformations of different ages. Most fragmentarily they are represented by small horsts and grabens within Lower Carboniferous sediments filling up the tectonic depressions.

PETROGRAPHY OF THE SOWIE MTS. KULM

Sedimentary gneissic breccias are composed of various material of the Sowie Mts. gneisses. Petrographic composition of the breccias framework does not differ from the composition of rock associations occurring in the recently exposed parts of the Sowie Mts. crystalline block (tab. 2, fig. 6, Kalkovsky 1878, Polański 1954, Morawski 1960, 1962, 1963, 1964, 1973, Kryza 1976, 1977, 1978, 1981). A major portion of the matrix is built up of medium and fine grained fragments of the Sowie Mts rocks and minerals. Common layer silicates (biotite, chlorites, white micas), which may form irregular, net-like aggregates are very distinctive components of the matrix.

Most of the rocky and mineral fragments which form the breccias have features indicating that they have been crushed (fractures and microfractures) and weathered. Many fragments of gneisses are heavily impregnated with hematite along the fine fractures. Similarly, intensive impregnation with hematite is observed in gneisses that are cut by faults. The gneissic breccias are not compact due to the cementation with hematite and low intensity of diagenetic processes. The latter have involved the alteration of platy components of the matrix.

Sandstones and gneissic conglomerates are composed of various Sowie Mts. gneisses. The sandstones are medium, coarse and very coarse grained (from 2 up to -1ϕ , according the Krumbein scale, 1934) and conglomerates are fine and medium grained (from -1 up to -7ϕ). Their frameworks are compact (Plate III, 1, 2). These deposits are relatively well rewashed and practically do not contain a significant amount of the mud and clayey fractions. Clayey fraction if any, consists of heavily crumbled plates of micas and platelets of chlorites. The deposits are moderately well, moderately and moderately poor sorted. Grain size distribution vary from distinctly bimodal to moderately bimodal (Fig. 7). Such grain size distribution is a result of the constant presence of the sandy matrix in the conglomerates and the presence of gravel in the sandstones. Taking into account the roundness of grains, we may concluded that both, conglomerates and gneissic sandstones are the unmaturred deposits. Most of the rock-forming grains can be classified as semiangular and semirounded grains (according to the Powers pattern, 1953).

Deposits under consideration also consist small amounts of foreign rocks. These are fragments of eroded rocks, previously forming regionally metamorphosed sedimentary formation (lydites, quartzites, phyllites, mica-chlorite shists, albite-chlorite-epidote shists, siliceous shists and quartzite shists).

On the basis of petrographic description the gneissic sandstones can be classified with the lithic and arcose arenites, i. e. poor-matrix sandstones, according to criterions provided by Pettijohn *et al.* (1972), (Tab. 4, Fig. 8). Only certain beds of the gneissic sandstones have been determined as lithic waxes (Tab. 4, Fig. 8), because of higher amounts of the matrix. The sandstones can also be determined as arkoses

and subgreywackes as well as matrix-rich varieties can be determined as lithic greywackes and feldspar greywackes, according to the classification of Pettijohn (1957).

Commonly a few or several percent of grained components show features indicating that they were crushed (fractures and microfractures). These features are the same as those already described for grained components of the sedimentary gneissic breccias of the Sowie Mts. kulm.

The sandstones and gneissic conglomerates have a low density as the result of not advanced compaction and small amounts of cement. None diagenetic processes have been established in the considered rocks except deformation of plate minerals. Therefore, we are in force to say that the diagenesis of the rocks induced only small geometrical alterations resulting in close-packing of the components.

Gneissic sandstones are mineralogically unmaturred rocks (Tab. 4; 0,43 to 0,54 — index calculated according to the formulae of Teissyre 1968). Such a low degree of mineralogical maturity is caused mainly by the type of the supplied detritic material.

To have more detail information on gneissic sandstone, a few chemical analyses were made as well as a comparison of chemical analyses obtained with an average chemical composition of certain Sowie Mts. gneisses (Tab. 5). The only important difference between the Sowie Mts. gneisses and gneissic sandstones originated at their cost is included in the amounts of iron oxides. This is presumably due to the weathering and erosion of the parent rocks.

Coal shales occur within beds of gneissic sandstones and from thin beds (thickness up to several centimeters). They are distinguishable on the basis of their orientational texture which is the result of the alternation of the dark and light lamines. Light lamines are made up of fine grained material (quartz, feldspars) mixed up with clay minerals (chlorites, biotite, white micas, kaolinite, Fig. 9) and with tiny, coalificated flakes of plants. Dark lamines have, as a main component, remains of plants associated with a variable amounts of clay minerals (chlorites, white micas, kaolinite, a few tiny flakes of biotite, fig. 10) and with a few grains of quartz and feldspars. The basic difference between dark and light lamines consists in the different amounts of coalificated plants remains and grained, mineral material (quartz, feldspars).

Microscopic analysis of the grained and platy detritic material ensures that this is the finest fraction of the mineral detritus which was formed due to weathering and erosion of the Sowie Mts. gneisses.

Good cleavage, parallel to the stratification surface of the rocks was being formed during the sedimentation (stratified structures). This cleavage was underlined by the later compaction of minerals and orientation of the majority of plate minerals as well as by the coalification of plants remains.

Rocks described above, can be considered as an intermediate rocks between clay shales and coals.

Gabbro-bearing sandstones and conglomerates are among the most characteristic components of the Sowie Mts. kuhl. Previously they were called „gabbro conglomerate” (Żakowa 1963, 1966; Grocholski 1956, 1961, 1967; Oberc 1972). It seems to me, however, that the addition of the adjective „gabbro-bearing” would reflect better a real petrographic features of the rocks. This adjective indicates only the presence of variable amounts of gabbro clasts among many other mineral and rocky components. Therefore, we can distinguish gabbro sandstones and gabbro conglomerates (which contain from 75 up to 100% of gabbro) and gabbro-gneissic sandstones and conglomerates (25–75% of gabbro) and gneissic-gabbro sandstones containing less than 25% of gabbro clasts. Gabbro clasts are predominant in coarse-grained beds.

The rocks may be determined as medium-, coarse- and very coarse-grained sandstones (2 to -1ϕ according to the Krumbein's scale, 1934), as well as fine-, medium- and coarse-, rarely very coarse-grained conglomerates (-1 to -2ϕ).

Fresh rocks are completely absent in pebbles forming the framework of gabbro-bearing conglomerates (Tab. 6). Most of the rock-forming minerals in the pebbles was partly or entirely replaced by secondary minerals. However, the texture and structure of gabbro is preserved. The degree of weathering of the gabbro pebbles is indicated by the presence of pseudomorphs after olivine (net-like textures) and pyroxenes as well as by less or more intensive alteration of plagioclases. Undoubtedly, the gabbro pebbles were already deeply weathered at the moment of their deposition. This statement is derived from the fact that the pebbles from different places are identically weathered. Moreover, low content of pyroxenes and lack of olivine as well as high content of chlorites in the conglomerates matrix are in favour of the statement given above.

Gabbro-bearing sandstones, which occur within beds of gabbro-bearing conglomerates, can be classified with wackes and arkose arenites and rarely lithic arenites, according to the classification of Pettijohn *et al.* (1972, Tab. 7, Fig. 13). According to the classification of Pettijohn (1957) the rocks may also be determined as arkoses and feldspar greywackes.

Mineralogical maturity index of gabbro-bearing sandstones vary from 0.0 up to 0.8 (Tab. 7, the index calculated on the basis of Teisseyre's formulae 1968). Mineralogical maturity index increases gradually in these beds which have higher amounts of the material derived from the weathering and erosion of the Sowie Mts. gneisses. Gabbro-bearing sandstones have the lowest value of the index, and the highest value is attributed to the gneissic-gabbro sandstones. Such a low index of the mineralogical maturity for gabbro-bearing sandstones is conditioned mainly by the type of the supplied detritic material.

Ultrabasic massives surrounding the Sowie Mts. Block should be considered as a source of the detritic, gabbroic material, which was provided to form gabbro-bearing sandstones and conglomerates. On the basis of petrographic description of the gabbroic material and taking into account the comparative study with the results obtained by Wiewióra (1967) it may be concluded that the Nowa Ruda–Ślupiec gabbro-diorite massif was the main source of the gabbroic material.

Additional evidences are provided by the comparison of the chemical analysis of gabbro-bearing rocks from the Sowie Mts. kuhl with an average chemical composition of variably weathered gabbros from the Nowa Ruda–Ślupiec gabbro-diorite massif (Tab. 8). It should be added that the chemical

compositions of gabbro-bearing sandstones and weathered gabbro from the Nowa Ruda–Ślupiec massif are almost identical (Tab. 8).

Analcime-rich gabbro-bearing sandstones were found only in the Sowie Mts. kuhl from Sokolec and Jugów. These deposits occur nearby the great dislocational zone dividing the Sowie Mts. Block from the Middle Sudetic depression. It should be mentioned, that this is an old and very active zone.

Analcime occurs in the intergranular space of the rocks, playing the role of cement, as well as replaces certain constituents of the framework (Plate IV, 1, Plate XIV, 3). Analcime occurring in the intergranular space is always ksenomorphic, transparent and colourless, whereas that in pseudomorphs after labradorite is clouded and intergrowing with submicroscopic solid inclusions. The content of analcime as determined by means of the modal analysis, vary in the range of a few to several volume percent of the rock.

It has been established that analcime was formed by the reaction of the low temperature, sodium-bearing solution with the sedimentary rocks. Migration of the analcime-forming solutions took place along the great and active dislocational zone. This conclusion seems to be confirmed by the negative result of attempts to find analcime in outcrops of the analogical rocks but located at a certain distance from the dislocational zone.

Silicated and carbonatized sandstones and gabbro-bearing conglomerates occur within igneous bodies which are more resistant to the weathering and erosion. These are kersantite in the SE and rhyolite in the NW (Fig. 18). Silicization and carbonatization of the rocks seem to be the result of igneous activity. This is indicated by the presence of thin veins containing pyroquartz. The veins made use of fine fractures of the wallrocks of the rhyolite body. The veins are partly the product of the crystallization of an acid magma and partly are the result of the hydrothermal activity associated with an igneous activity. Heating of the sedimentary cover as well as the abundance of CO₂ stimulated the carbonatization and silicization of the gabbro-bearing rocks, which are very susceptible to these processes.

Clay shales rarely form thick beds. More often they occur within beds of muds and subgreywackes. Main components of clay shales are platelets of chlorites, biotite, kaolinite, quartz, feldspars, opaque minerals and coalificated substance of plants origin as well as siderite (Fig. 22, 23).

The clay shales can be classified with the mix type on the basis of their mineral composition (see X-ray patterns in Fig. 22 and 23). The abundance of chlorite is a peculiar feature of the rocks. Coalificated flakes of plants are an important component of certain beds of the clay shales. Moreover, even pure, coaly lamines containing numerous spores can be found. The occurrence of microconcretions of siderite should be considered as the result of diagenesis (Fig. 24).

Platelets and fine plates of clay minerals formed cementational aggregates during diagenesis. The aggregates are composed of identically oriented plates, forming areas which, when examined in crossed polarized light, show uniform extinction.

Greywacky mudstones occur together with clay shales and subgreywackes. Main components of the mudstones are: quartz, feldspars, fine clasts of rocks, chlorites, biotite, a few white micas, kaolinite, opaque minerals, flakes of coalificated plants as well as siderite (Fig. 26, 27). In the ternary diagram of Pettijohn *et al.* (1972), the mudstones are located in fields

of arkose wackes and lithic wackes (Fig. 28). They can also be determined as greywacky mudstones according to the suggestions of Ruchin (1969).

The compactness of the mudstones must be related to diagenetic changes, including formation of tiny concretions of siderite, compaction of grained and plate components and, somewhere, formation of iron-rich cement. Compaction was simplified by the primary, sedimentational segregation of mineral components.

In comparison with an average composition of mudstone, the mudstones considered here, contains more TiO_2 and iron oxides (Tab. 15). Much higher content of FeO than Fe_2O_3 is due to the presence of siderite in some analyzed samples. Too low content of K_2O and sometimes excess of Na_2O confirm the observation that plagioclases are predominant among feldspars in the rocks. The excess of MgO should be related to the abundance of plate minerals (biotite, chlorites). High content of TiO_2 is due to the presence of opaque minerals (Plate XVIII, 3, 4, Plate XVI, 4).

Subgreywackes occur in the outcrops together with wacky mudstones. According to the proposals of Pettijohn *et al.* (1972) the rocks under consideration can be determined as arenites and lithic wackes (Fig. 30). Lithic wackes are represented by beds of fine and very fine-grained sandstones, whereas lithic arenites include beds of medium, coarse and very coarse-grained sandstones. Lithic arenites are the most common sandstones in the Sowie Mts. kullm. They were named „subgreywacks” on the basis of criterions provided by the Pettijohn's classification (1957).

Major components of the sandstones are: rocks clasts, quartz and feldspars grains, plate minerals, heavy minerals as well as flakes and fragments of coalificated plants (Tab. 16). A framework-forming clasts consist of quartzites, siliceous rocks (siliceous shales, lidites, jaspers), gneisses, phyllites, quartz-mica schists, greenschists, metamudstones, clay shales and volcanic rocks (deeply weathered). Among platy minerals, both biotite and chlorites are very important, whereas phengite and muscovite are accessory minerals. Among the most characteristic components of the sandstones are sideritic concretions and fine aggregates of siderite in matrix (Plate III, 4, Plate VI, 2). Siderite is usually associated with pyrite (Fig. 32) what indicates the condition of the concretion origin. The environment of the crystallization should be strongly reductive (high pH and low Eh, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ratio higher than 1). However, the presence of the decaying organic matter prevented the reduction of the environment by decreasing of pH and increasing of Eh as the result of high CO_2 fugacity. Therefore, it can be concluded that siderite may be precipitated in that environment only in the presence of buffer, e.g. CaCO_3 or products like an ammonium. These subgreywackes which contain siderite concretion have also higher concentration of CaO (Tab. 17). The possibility of earlier precipitation of pyrite in such conditions was limited by small amounts of S^{2-} ion, which disappeared after the initial crystallization of pyrite. This automatically explains the common association of pyrite and siderite in concretions (Fig. 31 and 32).

The only observed result of compaction is plastic deformation of plate minerals (micas, chlorites) which were adjusted to the contours of adjoining, more rigid grains. On the other hand, various imprints, that are formed at the contact of grains of different hardness, are very rare. Compaction has also lowered the porosity of the deposits (high amount of contacts between grains varying from 4 to 7 per grain in the thin section). Since pores are compressed,

only small amounts of cement have been observed (Tab. 16).

Biolithites have been determined according to the criterions provided by the Folk's (1959) classification.

They were formed by colonial corals growing *in situ* (Plate IX, 2, 3, Plate VII, 4). Corals form two major types of colonies in the Sowie Mts. kullm: massive and dendritic. Massive colonies are formed by *Palaeosmia regia* (Phill.), while dendritic colonies are formed by *Syringopora ramulosa* Goldf., *Lithostrotion* sp., *Lithostrotion junceum* (Flem.), *Lithostrotion proliferum* (Thomson et Nicholson). Every kind of the colonies occurs in separated lenses and blocks forming small bioherms. They form more or less compact zones within beds of clay and clastic rocks. In a given outcrop, even several zones may occur separated from one another by beds and lenses of biomicrudites, biomicrites, lithoclastic limestones and clay shales, greywacke mudstones, subgreywackes as well as interformational breccia. Biolithites are horizontally substituted by biomicrites, biomicrudites and lithoclastic limestones. Thickness of these laterally substituting each other carbonate rocks does not exceed dozens of centimeters.

In the massive colonies few primary pores have been filled with sparite whereas in the dendritic colonies pores have been filled with a micritic and microsparitic calcite mud which contains numerous bio- and lithoclasts (Plate VII, 4). The bioclasts consist of fragments or whole shells of *Brachiopoda*, *Ostracoda*, *Foraminifera*, *Lamellibranchiata*, *Calcisphaera*, trochites of *Crinoidea*, pipes of *Serpula*, shells of *Gastropoda* as well as fragments of *Bryozoa*. Fragments of corals of the colonial *Rugosa* also occur there. Pores within corals have been filled mainly with a two-stage cement (cement A and B), (Plate VII, 3). Sometimes, after the crystallization of the cement A, authigenic quartz or fan-like aggregates of barite have crystallized in free spaces of the pores, instead of the cement B (Plate VII, 3).

Micritization of the bioclasts (micritic covers) has been commonly observed in the dendritic colonies.

Submicroscopic aggregates of the authigenic pyrite have been observed in the both, massive and dendritic colonies (Plate XVIII, 1, 2).

An average CaO/MgO ratio for the biolithites from the Sowie Mts. kullm vary in the range of 44.1 (dendritic colonies) to 83.4 (massive colonies, Table 18).

Biomicrites and biomicrudites have been formed from fragments or entire skeletons and shells of *Rugosa*, *Brachiopoda*, *Lamellibranchiata*, *Gastropoda*, *Ostracoda*, *Foraminifera*, *Crinoidea*, *Calcisphaera*, *Serpula*, *Bryozoa*. Other regions of the rocks are filled with a micritic and microsparitic calcite mud. The rocks are also built up of small amounts of lithoclasts such as slightly rounded grains of quartz and feldspars, rock clasts (quartzite shists, siliceous shists) and plate minerals (biotite, chlorites, phengite). Micritic and microsparitic calcite mud consist also of variable amounts of coalificated organic substance and platelets of clay minerals (illite, chlorites, Fig. 36).

Two basic types of biomicrudites with a different amount of bioclasts of the arenite fraction have been established in this study. The first is represented by close-packing biomicrites, composed of bioclasts adjoining to each other (Plate IX, 1-4). Rocks composed of separated bioclasts belong to the second type (Plate VIII, 1-4).

Diagenetic changes in biomicrites and biomicrudites, similarly to those in biolithites, involved the micritization and silicization of bioclasts, cementation of the free space in bioclasts with a sparite, dissolution of the nonmicritized

fragments of bioclasts with a subsequent substitution of the dissolved fragments by the sparite cement, recrystallization of a certain portion of micrite, formation of the microsparite and formation of the narrow dolomite rims surrounding the centres of silicization.

CaO to MgO ratio vary in the rocks from 29.1 up to 42.7 and is apparently lower than that one for biolithites (Tab. 18).

Lithoclastic limestones contain abundance of allochemical components (lithoclasts: quartz, feldspars, plate minerals, rock clasts, bioclasts: fragments and whole skeletons of *Brachiopoda*, *Crinoidea*, *Gastropoda*, *Lamellibranchita*, *Calcisphaera*, *Foraminifera*). They are frequently built up of plants remains (spores, coalificated fragments of stems and leaves; Plate VI, 1 and 3). Allochems occur within microsparitic and micritic and moreover in sparitic backgrounds (calcite, Fig. 38).

Bioclasts are not a common component in the rocks and their amounts vary considerably from bed to bed. Decrease or increase of the amount of bioclasts is correlated with the amount of lithoclasts. As the result, a row of intermediate types of rocks between „pure” biomicrorudites or biomicrites and „pure” lithoclastic limestones can be considered. It should be noted that lithoclasts-rich limestones may be treated as a link joining them with subgreywackes and greywacke mudstones occurring in the same outcrops (Plate XVII, 1-4). This is indicated by the comparison of the composition of lithoclasts from the lithoclastic limestones with components of the framework of subgreywackes and greywacke mudstones (Tab. 14, 16, 19).

Diagenetic changes in the lithoclastic limestones, similarly to those already described for the carbonate rocks of the Sowie Mts. kulum, involved micritization of the bioclasts, dissolution of the nonmicritic fragment of a bioclast and substitution of the dissolved fragment with a sparite cement, cementation of the free space with a sparite inside the bioclasts (similar cementation took place in pores; Plate VI, 1), overgrowing of lithoclasts and bioclasts by sparite, recrystallization of a certain portion of micrite and formation of microsparite. Intensive corrosion of many of the lithoclasts by a calcite cement is one of the most characteristic features of the lithoclastic limestones.

The CaO to MgO ratio in the rocks is 6.4 (Tab. 18), apparently due to the presence of the high amount of noncarbonate minerals.

LITHOLOGICAL VARIABILITY OF THE SOWIE MTS. KULM

The author is willing to support the being in use scheme of division of the Sowie Mts kulum deposit. However, some changes in heretofore understanding of its essence have been introduced in this paper. A suggested list of rocks forming the Sowie Mts. kulum includes:

Group of rocks A: set A₁ (sedimentary gneissic breccias, gneissic sandstones and conglomerates), set A₂ (gabbro-bearing sandstones and conglomerates).

Group of rocks BA: set BA₁ (gneissic sandstones and conglomerates containing clasts of rocks previously formed regionally metamorphosed sedimentary formation, coally shales), set BA₂ (gabbro-bearing sandstones and conglomerates with a carbonate cement).

Group of rocks B: set B₁ (clay shales, greywacke mudstones), set B₂ (subgreywackes), set B₃ (biolithites, biomicrites, biomicrorudites, lithoclastic limestones).

Quartz conglomerates from medium and fine grained beds (from -2 to -7) in Krumbein scale, 1934). Lenses of the coarse-grained conglomerates (from -7 to -8φ) as well as a few beds of a very coarse grained sandstones (from 0 to -1φ) occur within the beds. Diameters of the largest pebbles do not exceed 0.35 m.

Many beds may be determined as paraconglomerates due to the high amount of the sandy background. Well reworked orthoconglomerates form mainly large lenses within the worse reworked and diluted with the sandy matrix, but on the other hand, better stratified paraconglomerates. The roundness of a grain is good and very good. The shape of the grain depends on the type of rock which forms the grain (Fig. 39). The framework is predominantly made up of pebbles of rocks resistant for weathering. Due to the presence of a high amount of pebbles composed of a variable forms of silica, the rocks under consideration can be named quartz conglomerates.

On the basis of the origin and the most important common features, the framework-forming pebbles have been divided into the following groups:

- pebbles of the Sowie Mts. gneisses;
- pebbles of the vein quartz of variable origin (the Sowie Mts. and other regions);
- pebbles of rocks that previously formed metamorphosed sedimentary formation (these are: quartzites, quartzite schists, quartzite-sericite schists, quartzite-chlorite schists, phyllites, sericite schists, mica schists, lidites, jaspers, siliceous slates, metaconglomerates, metasandstones and metamudstones. All these rocks are related to the greenschist facies;
- pebbles of rocks that belonged previously to the unmetamorphosed sedimentary formation of the kulum facies (these are pebbles of fine- and medium-grained rocks with features of subgreywackes and greywackes as well as pebbles and rolled up fragments of beds of soft clay shales containing relatively high amounts of the coally substance);
- pebbles of the variable igneous rocks (intrusive and extrusive), partly metamorphosed (porphyry, granite, gabbro, diabase, greenschists with a preserved ophitic texture).

Taking into account the above classification it may be concluded that the conglomerates are polymict and extraformational. Majority of the pebbles is composed of rocks that previously formed regionally metamorphosed sedimentary formation and vein quartz (Fig. 40).

Group of rocks C: quartz conglomerates.

In the list given above, only groups of rocks might play a role of informal lithostratigraphic units as an equivalent of the formation (Tab. 33). Other units are used for more systematic petrographic description as well as to reflect lithological variability of the Sowie Mts. kulum.

Using the origin of the detritic material as a basic criterion for division of the detritic rocks from Sowie Mts. kulum, the following categories of rock can be distinguished:

- a) composed entirely of the Sowie Mts. detritic material - sedimentary gneissic breccias, gneissic sandstones and conglomerates;
- b) composed almost entirely of the foreign detritic material derived from different places - greywack mudstones, subgreywacks;
- c) composed entirely of basic detritic material - the

Table 33. Lithostratigraphy of the Sowie Mts. Carboniferous

		SOUTHERN REGION		NORTHERN REGION	
UPPER CARBONIFEROUS		The Sowie Mts. kulm from Sokolec and Jugów	The Sowie Mts. kulm from Kamionki	The Sowie Mts. kulm from Lubachow, Michat - kowa, Glinno	The Sowie Mts. kulm from Walim
		Hiatus	Hiatus	Hiatus	The Sowie Mts. rhyolites and associated pyro - clastic rocks
LOWER CARBONIFEROUS	Wisean	GROUP OF ROCKS C (quartz conglomerate)	GROUP OF ROCKS C (quartz conglomerate)	GROUP OF ROCKS B Note! without biolithites (Glinno)	GROUP OF ROCKS BA
		GROUP OF ROCKS B set B ₁ +B ₂ +B ₃	GROUP OF ROCKS B set B ₁ +B ₂ +B ₃	GROUP OF ROCKS B set B ₁ +B ₂ +B ₃	GROUP OF ROCKS BA set BA ₁
	Late	GROUP OF ROCKS BA set BA ₂	GROUP OF ROCKS A set A ₁	GROUP OF ROCKS BA set BA ₁	GROUP OF ROCKS A set A ₁
		GROUP OF ROCKS A set A ₁ +A ₂	GROUP OF ROCKS A set A ₁	GROUP OF ROCKS A set A ₁	GROUP OF ROCKS A set A ₁ +A ₂

product of weathering and erosion of mafic massives surrounding the Sowie Mts. Block – gabbro-bearing sandstones and conglomerates. Categories of detritic rocks of the Sowie Mts. kulm, listed above, can be named “simple” on the basis of the composition of the detritic material. The „complex” categories include the following rocks;

d) composed of detritic materials from the Sowie Mts. and from other and different sources of alimentation – gneissic sandstones and conglomerates containing clasts of rocks previously formed regionally metamorphosed sedimentary formation; quartz conglomerates;

e) composed of the detritic material from the Sowie Mts. and basic detritic material. The latter is the product of weathering and erosion of mafic massives surrounding the Sowie Mts. Block – gabbro-gneissic sandstones and conglomerates as well as gneissic-gabbro sandstones and conglomerates.

Thus, the group of rocks A consists of “simple” categories of rocks, the group of rocks BA – “complex”, the group of rocks B – “simple” and group of rocks C – “complex”, as well. Therefore, a peculiar sequence of the groups of rocks has been established on the basis of the analysis of transport of the detritic material: “simple” → “complex” → “simple” → “complex”.

Particular groups of rocks are represented by the following categories of rocks: group of rocks A – categories *a* and *c*, group of rocks BA – categories *d* and *e*, group of rocks B – category *b*, group of rocks C – category *d*. Groups of rocks, that have been established this way, reflect main stages of the accumulation of the Sowie Mts. kulm. Characteristic duality of the older groups of rocks in comparison with the younger groups of rocks is remarkable.

The categories established within the particular groups of rocks should be considered as coeval. Inner, regional differentiation of the older groups of rocks (group of rocks A and BA) indicates they were formed under the different conditions. This conclusion is emphasized by the comparison with the younger groups of rocks which are not differentiated (group of rocks B and C).

The differentiation of the older groups of rocks is on the regional scale. It appears that rocks of the group A category *c* form the set A_2 which occurs only along the SW margin of the Sowie Mts. Block, whereas rocks from the category *a* form the set A_1 occurring mainly in the northern part of the Sowie Mts. (so-called North Region – Bystrzyca zone).

Sedimentary gneissic breccias ought to be considered separately. Their connection with the dislocational zones is unquestionable. Nowhere else they occur so widespread. Thus, it is possible to construct only a hypothetical model of the occurrence of the sedimentary gneissic breccias in the Sowie Mts. kulm. Bodies of the breccias, most likely, have shapes of horizontally lying wedges. Bases of the wedges are adjacent to the plane of dislocational zones, whereas thin edges are pointing towards centers of the tectonic depressions. In this direction, the breccias probably penetrate into rocks which have better and better rounded grains and eventually, unnoticeably join gneissic sandstones and conglomerates. Higher textural maturity of these rocks is the only difference between them and the breccias. This is also indicated by the presence of the fractured (microfractures and fractures) detritic material in both types of rocks.

Group of rocks BA has particular position among the other groups of rocks of the Sowie Mts. kulm. Categories *d* and *e*, established in the group of rocks BA, have features of “simple” categories of the groups of rocks A and B, i.e.

categories *a*, *b* and *c*. It appears that rocks from the “complex” category *d* form the set BA_1 , which occurs in the northern part of the Sowie Mts. (Northern Region – Bystrzyca zone), whereas the rocks from the “complex” category *e* form the set BA_2 occurring only along the SW margin of the Sowie Mts.

Detritic rocks of the group of rocks B belong to the “simple” category *b* and occur mainly in the southern region of the Sowie Mts. (Wielka Sowa zone). Further differentiation within the group of rocks B on the basis of the origin of the detritic material is impossible. On the other hand, taking into account structural and textural criterions, the rocks of the group of rocks B can be divided into fine-grained rocks (set B_1) medium-grained rocks (set B_2) and carbonate rocks (set B_3). It is reasonable to distinguish the sets of rocks, since the domination of the rocks from the particular sets is observed in certain parts of the lithostratigraphic profile of the group of rocks B.

The group of rocks C, similarly to the group of rocks B occurs only in the southern region of the Sowie Mts. (Wielka Sowa zone). This group is internally differentiated in the lowest degree.

Considering the regional extension of rocks from particular groups of rocks and sets (Fig. 43) we may note that:

- the occurrence of younger groups (group of rocks B and C) is limited only to the southern region of the Sowie Mts.;

- the occurrence of older groups (groups of rocks A and BA) in the whole area of the Sowie Mts. is connected with their high internal differentiation;

- there is a characteristic regional differentiation of the occurrence of basic detritic material (*c*). This suggests that there was a morphological range dividing the Sowie Mts. into NE and SW parts during the formation of rocks from groups of rocks A and BA. The highest peaks of the Sowie Mts. may be the remains of that range;

- the change of sources of the alimentation, i.e. substitution of the Sowie Mts. detritic material (*a*) and material from the neighbourhood (*c*) by the material derived from far removed areas (*b*), took place simultaneously with the beginning of the formation of the group of rocks BA and then gradually increased.

Assemblages of heavy minerals. It can be concluded, on the basis of the analysis of heavy minerals, that the lithological differences between particular groups and sets are confirmed by the variability of assemblages of heavy minerals (Figs. 44 and 45, Table 21).

The quantitative and qualitative compositions of the monomict heavy fraction of rocks which belong to the particular groups of rocks and sets (e.g. gneissic breccias, gneissic sandstones and conglomerates or slightly more variable gabbro-bearing sandstones and conglomerates) are distinctly different from compositions of heavy fractions of those rocks which contain detritic material derived from the different sources (e.g. greywacke mudstones, subgreywackes, quartz conglomerates). Thus, the relationship between the type of the deposited detritic material and the composition of the transparent heavy fraction (Fig. 45, Tab. 21) is of great importance in deposits of the Sowie Mts. kulm. The relationship between the resistance to weathering and the type and length of the transport of different assemblages of transparent heavy minerals is less important.

Some heavy minerals have so individual properties that they can be related to the definite parent rocks. These

minerals are: sillimanite (derived from the weathered fibrolite gneisses), kyanite (derived from the weathered crystalline rocks of the Sowie Mts.), olivine derived from the basic rocks surrounding the Sowie Mts. Block).

Confirmation of up to now observations and correlation between the parent rocks and other group of heavy minerals (garnets, zircon, apatite, tourmaline and opaque minerals) may be obtained by the comparison of properties and composition of the heavy fraction from the monomict rocks of the Sowie Mts. kulum (e.g. gneissic sandstones) with accessory minerals of the rocks. From this comparison it is obvious that pinky and pale red grains of garnets, automorphic, high birefringent and angular grains of apatite and considerable portion of zircon grains and opaque minerals are present in the heavy fraction due to the erosion of the Sowie Mts. gneisses. Tourmaline (schoerl) having identical properties as that in the heavy fraction has been only found in the orthogneisses debris. Weathering of gabbro massives released a considerable amounts of grains of pyroxens (diaggae), amphiboles, opaque minerals as well as apatite, olivine and epidote.

Other conclusions may be drawn from the comparison of the heavy fraction of the monomict sedimentary rocks with the heavy fraction of the rocks which contain detritic material of variable origin (e.g. subgreywackes or quartz conglomerates). On the basis of the comparison it was possible to conclude that the rocks containing detritic material of the non-Sowie Mts. origin, besides of the heavy minerals of the Sowie Mts. origin have also colourless grains of garnets, unzoned zircons, circular tourmaline (schoerl), perfectly-rounded grains of epidote, heavily opacitized rutile, ideally spherical, pale violet apatite, leucoxene and staurolite. Therefore, this assemblage of heavy minerals should be determined as heavy minerals of the non-Sowie Mts. origin. They were derived together with the detritic material of the non-Sowie Mts. origin. These minerals as well as the detritic material were derived from the weathered rocks that previously formed regionally metamorphosed sedimentary formation as well as from the weathered different igneous rocks. Part of those minerals built up rocks that formed unmetamorphosed sedimentary formation of the kulum facies.

Microfacial differentiation of carbonate rocks. According to the Dunham's classification (1962) modified by Embry and Klován (1972) carbonate rocks of the group of rocks B can be classified with:

- biocompact limestones (according to the nomenclature of Jaworowski 1982), boundstone (Dunham 1962), biolithite (Folk 1959);
- floatstone (Embry and Klován 1972), biomicrorudite

(Folk 1959);

- packstone (Dunham 1962; Jaworowski 1982), close packed biomicrorudite (Folk 1959);
- wackstone (Dunham 1962; Jaworowski 1982), loose packed biomicrorudite (Folk 1959);
- packstone and greinstone (Dunham 1962; Jaworowski 1982), lithoclastic limestone.

On the basis of microscopic observations the rocks can be classified with several standard microfacies (Wilson 1975; Flugel 1972): SMF-7, SMF-8, SMF-9, SMF-10, SMF-11, SMF-16, SMF-18, SMF-24. They can be briefly described as follows: SMF-7 – coral biolithite (massive and dendritic colonies), SMF-8 – wackstone containing a high amount of fossils in the micritic matrix, SMF-9 – wackstone with the bioturbidites, SMF-10 – packstone and wackstone with rounded bioclasts, SMF-11 – greinstone with rounded bioclasts and sparite cement, SMF-16 – greinstone with pleoids, SMF-18 – greinstone with numerous foraminiferas, SMF-24 – floatstone with bioclasts and variable amounts of lithoclasts.

There is a particular distribution of the microfacies of carbonate rocks from the group of rocks B (Fig. 46). According to Wilson (1975) the microfacies are typical for facies of shallow depositional environments.

Microfacies of carbonate rocks from the Sowie Mts. kulum should be enclosed within the following facies:

FZ-5 – facies of reef constructions (encloses SMF-7 and SMF-11),

FZ-7 – facies of shallow-sea with an open water circulation (encloses SMF-8, SMF-9, SMF-10, SMF-16 and SMF-18),

FZ-8 – facies of shallow-sea with a close water circulation. Very often, it is a lagoon at the inner side of the reef encloses SMF-16, SMF-18 and SMF-24).

The most characteristic facies is the FZ-5 one (reef constructions). It occurs in the Sowie Mts. kulum from Kamionki and in the Sowie Mts. kulum from Sokolec and Jugów (Fig. 46). The absence of facies FZ-5 and FZ-7 in the Sowie Mts. kulum from Glinno is also of particular interest. The facies FZ-8 from the Sowie Mts. kulum in Glinno may be determined according to Wilson (1975) as the facies which occurs, in contrast to the others (FZ-5 and FZ-7), most frequently, closely to the shore zone. Among the other things, the statement given above allow us to conclude, that the shore-zone of Late Visean sea, within the Sowie Mts. Block, was extended towards the north, rather closely to the occurrences of the facies FZ-8 (Fig. 46). It cannot be excluded that at that time the North Region of the Sowie Mts. was a peninsula.

CARBONIFEROUS MAGMATISM IN THE SOWIE MTS.

This problem cannot be discussed without reference to the results of previous investigations of igneous rocks that occur in the Wałbrzych Basin which borders on the Sowie Mts. Block (Hoehne 1942a, b, 1961; Krawczyńska-Grocholska, Grocholski 1958; Grocholski 1965; Dziedzic 1966, 1971; Plewa 1968; Nemeč 1979, 1981).

Igneous rocks (rhyolites and kersantites) and pyroclastic rocks form a zone of occurrences running evenly with a parallel of latitude between Jedlinka Górna (Jedlińska Kopa + 724.7 m) and Rościszów (Figs. 47 and 48). Western margin of the zone is located in the region determined by W.

Grocholski (1961) as a Głuszyca tectonic junction. Bodies of the igneous rocks are usually associated with „parallel” (azimuth $\approx 270+20^\circ$) and “meridional” (azimuth $\approx 340+20^\circ$) faults. Directions of these two dislocational systems are approximately parallel to the main directions of dislocations in the eastern part of the Wałbrzych Basin. Activity of the latter involved the emplacement of the rhyolite magma towards the Earth surface (Grocholski 1965; Nemeč 1979).

The zone of the igneous rocks occurrences presumably coincides with the area of overthrust of gneisses from the northern part of the Sowie Mts. (mainly sillimanite gneisses)

on gneisses of the southern part. It should be noted that the elongation of the rhyolite bodies is tended to change its direction from almost meridional to approximately E-W, nearby this hypothetical line.

Rhyolites and dislocational rhyolitic breccias which are exposed in many outcrops (Figs. 47 to 50), look like a uniform porphyry rock with an aphanitic creamy-pink, red or grey-red background. Fine phenocrysts of feldspars and quartz (to 0,5 mm) as well as enclaves of different size (up to 2,5 cm) occur within the aphanitic background.

Amounts of phenocrysts and enclaves to the amount of the background ratio vary from 1:10 to 1:100 and is different in particular regions of the rhyolite bodies, mainly as the result of variable amount of the enclaves. The enclaves are abundant and the largest only at margins of the rhyolite bodies.

Phenocrysts of feldspars are composed of oligoclase (An_{17-26}), high-temperature sanidine and poorly preserved orthoclase. The orthoclase has been heavily corroded by a magma.

Almost entire absence of primary mica in the Sowie Mts. rhyolites is their characteristic feature. Low-birefringent chlorite (pennine, clinochlore) pseudomorphs after biotite have only been observed sporadically.

The enclaves consist of crystalline rocks from the Sowie Mts. Block (gneisses, quartz-mica shists and products of their disintegration: phenocrysts of quartz, garnets, zircon, tourmaline ect.; Plate I, 2). Xenolites of the sedimentary rocks have been recorded in rhyolite bodies that occur within the deposits of the Sowie Mts. kulum.

The rhyolite background consist of the microcrystalline aggregate of quartz and feldspars xenomorphic intergrowths (Plate XI, 3 and 4). The chemical composition of rhyolites from the Sowie Mts. is closely related to rhyolites from the eastern part of the Wałbrzych Basin (Tables 22 and 23). The comparative study of the main Niggli parameters (Tab. 24) as well as differential diagrams (Fig. 51) indicate that the particular rhyolite bodies are homogenous within the Sowie Mts. Block. The Sowie Mts. rhyolites are located in the field of rhyolite on the diagram QAFP (Fig. 52). Striking similarity between rhyolites from the Sowie Mts. and those from the Wałbrzych Basin is also confirmed when results of their chemical analyses are plotted on variational diagrams (Figs. 53 to 59).

To emphasize the basic features typical for rhyolites from the Sowie Mts. and to compare them with the analogical features of rhyolites from the eastern part of the Wałbrzych Basin, they were listed in Table 25. The conclusion can be withdrawn from the list that rhyolites from the Sowie Mts. are most similar to rhyolites which occur in the SE part of the belt of outcrops, i.e. between Jedlina and Grzmiąca, in the eastern part of the Wałbrzych Basin.

Narrow but very long rhyolite body occurring within the Sowie Mts. gneisses and containing rhyolite dislocational breccias can be traced in a few abandon quarries nearby Rościszów (Fig. 50). The breccias are composed of angular clasts of rhyolite and, rarely, gneiss (Fig. 50). The size of the clasts vary from tenth of millimeter to several dozen centimeters. They are distributed randomly and cemented with calcite which crystallized from the low-temperature hydrothermal solution. The hydrothermal solution has also interacted with wall-rocks. Carbonate-rich gneisses are observed at the contact with the rhyolite body.

Taking into account observations presented above, one can conclude that the intruding rhyolitic magma made use of

the weak dislocational zones within the crystalline Sowie Mts. Block. On the other hand, the presence of the rhyolite fault breccias indicates that the later tectonic activity took place in those tectonic zones which had already been plugged with the magma.

Pyroclastic rocks have only been found in the environs of the rhyolite body at Walim (Fig. 49). In these rocks the pyroclastic material is mixed up with the epiclastic one (Plate I, 4, Tab. 26). Their composition is related to the lithoclastic, pyroclastic rock (Tab. 26).

Pyroclastic components consist of: clasts of rhyolites which are identical to the rhyolites occurring in the vicinity, clasts of devitrified, felsitic and microcrystalline rhyolite background, clasts of dark brown devitrified background, and rarely phenocrysts of quartz and feldspars corroded by magma.

Epiclastic components consist of: clasts of the Sowie Mts. gneisses, clasts of sedimentary rocks from the Sowie Mts. kulum (gneissic sandstones, coaly shales), grains of detritic quartz, feldspars (oligoclase, microcline), plates and platy aggregates of biotite, phengite and postbiotite chlorites (pennine, clinochlore) as well as a few grains of garnets, zircon, tourmaline, opaque minerals, fibrolite etc.

The background of the deposits under consideration is composed of the microcrystalline, xenomorphic intergrowth of quartz and feldspars. It may also be a felsitic background which presumably has been formed due to the recrystallization of the vitreous mass (relics of the perlite-spherulitic texture) or as the result of secondary fluidization of the finest fraction of the pyroclastic material.

The rocks under consideration form more or less individualized beds. Their thickness does not exceed several or dozens of centimeters. The particular beds are poorly stratified. Epiclastic components are distributed ununiformly within the beds. They are concentrated mainly at the bottom of the beds. Gradational stratification has also frequently been observed.

The pyroclastic rocks texturally range from lapilli tuff to tuffite. They are genetically and spatially closely related to rhyolites from the Sowie Mts. This statement is confirmed by the composition of the pyroclastic rocks and by the comparison of chemical analyses of both groups of rocks (Tables 27 and 28, Figs. 51 and 52).

Kersantites show panidiomorphic granular texture and have three main mafic minerals: biotite, pyroxene and amphibole. The size of the minerals does not exceed 1.0 mm (Plate II, 1 and 2). Kersantite is composed mainly of elongated tabular crystals of plagioclases (Plate X, 1, 2 and 3).

Biotite is the largest mineral in the rock. Its jagged plates have been heavily corroded by a magma, chloritized and opacitized. Prismatic crystals of diopside augite do reach even 0.3 mm in length. Brown hornblende form aggregates composed of a few crystals (Plate XI, 1 and 2).

The amount of mafic minerals in the rocks does not exceed 25% vol. Typical calc-alkaline lamprophyres (lamprophyres *sensu stricto* according to Wimmenauer 1973) that occur in the postorogenic granitic complexes, have the colour index higher than 35. There are also known rocks having identical composition and texture, but their colour index vary usually from 25 to 35. These rocks are called semilamprophyres (Kozłowski and Ryka 1981). Since the colour index for kersantites from the Sowie Mts. is related to the low colour indices of semilamprophyres, the kersantites might be determined as leucocratic semilamprophyres. Their leucocracity is also indicated by the high amount of quartz

and CIPW norms for mafic minerals (Tab. 30).

The SiO₂ content in the Sowie Mts. lamprophyres is approximately 10% higher than it is typical for this kind of rocks (compare with Carmichael *et al.* 1974; Kardymowicz 1967; Kozłowski, Ryka 1981).

Kersantite bodies occurring in the Sowie Mts. Block are uniform (Tabs. 30 and 31, Figs. 51–59). Therefore it may be

stated that the kersantites were formed within the one stage of the magmatic activity.

The basic features of the Sowie Mts. kersantites are summarized in table 32.

The kersantites are early Lower Carboniferous in age, as it is indicated by the geological relations in the vicinity of the kersantite body occurring at the Koczan Peak (+613.0 m)

CONCLUSIONS

A. Lower Carboniferous deposits in the Sowie Mts. have essentially different features in comparison with other Lower Carboniferous deposits in the Middle Sudetes (Świebodzice Depression, Middle Sudetic Depression, Bardzkie Mts.). The characteristic features of the Lower Carboniferous deposits in the Sowie Mts. are:

- 1) small thickness of the particular lithological units,
- 2) great, horizontal, lithofacial and biofacial variability,
- 3) occurrence of peculiar monomict sedimentary rocks (sedimentary gneissic breccias, gneissic sandstones and conglomerates, gabbro-bearing sandstones and conglomerates),
- 4) numerous but short interruption of the sedimentation (intraformational breccias and conglomerates),
- 5) stratigraphical gaps which can be traced in the whole area of the Sowie Mts. (e.g. the period before the formation of intraformational conglomerates – group of rocks C).

It should be stressed that the sedimentation in the Sowie Mts. took a short time, principally because of the transgression of the Late Visean sea in the Middle Sudetes. Nowadays the extension of the Lower Carboniferous sediments on the crystalline basement of the Sowie Mts. cannot be reconstructed details. It is, however, possible to establish that the sedimentary cover was thin and irregular in thickness. This irregularity was caused by the formation of tectonic depressions.

The sediments had the highest extension and uniformity during the development of the transgression of the Late Visean sea in the Middle Sudetes. Such a sedimentary cover as that deposited in the inner part of a Variscan Orogene, could only be formed in the presence of so-called "microcontinents". Undoubtedly, the Sowie Mts. Block was one of them.

B. Sedimentation took place on the crystalline, rigid basement (microcontinent), which in the Middle Visean had already been divided into several relatively independent blocks. Those blocks were emplaced almost vertically in relation to each other. Therefore, the fault tectonics was the most important factor influencing the sedimentation in the Sowie Mts.

Regions which are nowadays covered with the Sowie Mts. kilm deposits (tectonic depressions), since the Middle Visean have tended to lowering in relation to the adjoining areas of the Sowie Mts. gneissic block.

Some primordial features of the Sowie Mts. Block have equally been important for the formation of the sedimentary cover and in particular, for the partition of the Sowie Mts. along the Głuszyca-Rościszów line into two regions: northern (Bystrzyca zone) and southern (Wielka Sowa zone). To the north and south of the Głuszyca-Rościszów line the deposits have been developed differently (Tab. 33, Figs. 45 and 46).

C. Tectonic movements of the small fragments of the crystalline basement did not enhanced in Lower

Carboniferous but they were later renewed repeatedly. The most impressive evidence for this tectonic activity is provided by rhyolite bodies which occur in such peculiar forms that can only be explained assuming the magma intrusion through narrow cracks between the small fragments of the basement. Therefore, the rhyolite bodies form something like a weld which join small tectonic blocks. These „welded” tectonic lines were also active in younger periods as it is indicated by the rhyolite fault breccias.

On the other hand, the pipe-like forms occur at junctions of the main tectonic lines. Pyroclastic rocks are frequently associated with these intrusive forms. It should be stressed that the Głuszyca-Rościszów zone was the area of a particularly high magmatic activity.

Therefore it may be concluded that the Carboniferous magmatic activity was, among the others, conditioned by the tectonics. Igneous bodies are almost always located at junctions of the main tectonic lines or along them (Fig. 48).

D. Both, kersantites and rhyolites from the Sowie Mts. are distinguishable by the small content of mafic minerals and relatively high concentration of silica. It means that they are very leucocratic varieties, e.g. concentration of silica in the rocks is higher than an average concentration for this type of rocks. Potassium is in excess in the rocks.

E. Main tectonic lines served also as channels for low-temperature, sodium-bearing hydrothermal solutions (analcimization, albitization). Igneous activity involved an alteration of a relatively narrow zone of rocks in the Sowie Mts. kilm (silicization, carbonatization). Only especially susceptible rocks have been deeply altered, e.g. gabbro-bearing sandstones and conglomerate nearby the rhyolite body at Walim.

F. The detritic material occurring in rocks of the Sowie Mts. kilm has been delivered from the following sources: *a* – the Sowie Mts.; *b* – other regions (from rocks previously forming sedimentary formation then metamorphosed in the greenschist facies as well as from rocks of the Kaczawskie Structure); *c* – mafic massives embracing the Sowie Mts. Block from the south (Nowa Ruda-Słupiec gabbro-diorite massif, Sokolec gabbro massif).

The detritic material derived from these sources was mixed forming "complex" categories of rocks. Unmixed material formed "simple" categories of rocks (Fig. 62).

G. The essential differentiation of the lithology of the sedimentary cover in the Sowie Mts. has been caused by the following, regionally significant, geological phenomena:

- break-up of the crystalline basement into smaller tectonic blocks at the end of Middle Visean;
- transgression of the Late Visean sea (beginning of the transgression can be traced between the groups of rocks A and BA and B) from SE. The transgression probably riched the south margin of the Northern Region of the Sowie Mts. Block (Bystrzyca zone). Sediments of the group of rocks B

were deposited in the Southern Region, whereas at the same time sediments of the group of rocks BA were still deposited in the Northern Region (Tab. 33);

– regional erosion (between the groups of rocks B and C, Fig. 62). The intensive erosion is indicated by the petrographical composition of the detritic material (pebbles of rocks that previously formed unmetamorphosed kulum formation and large, enrolled fragments of beds of clay shales from the Sowie Mts. kulum). Moreover, quartz conglomerates of the group of rocks C were deposited directly on the Sowie Mts. gneisses, as it is indicated by the results of the well-drilling located in the northern part of the Kamionki depression (see Żakowa and Żak 1962).

H. The degree of diagenesis of rocks from the Sowie Mts. kulum is rather low. The diagenesis has involved only small geometrical changes (compaction) and slight mineralogical alterations e.g. formation of siderite concretions, recrystallization of the finest detritus of plates and platelets, formation of the authigenic chlorite, replacement of feldspars by kaolinite etc. Small geometrical changes are especially characteristic. They indicate that the rocks have never been overlaid by the thick deposits and

intensively deformed, probably because of the counterreaction of the rigid, crystalline basement;

I. The only group of rocks in which coal seams may be expected is the group of rocks BA (set BA₁) occurring in the Northern Region of the Sowie Mts. Block (Bystrzyca zone). The rigid, crystalline basement favoured the origin of the coal formation. However, since the frequent differentiatinal movements of the crystalline basement took place during the deposition of sediments of the group of rocks BA and the occurrence of the group of rocks BA deposits is limited to the relatively small tectonic depressions within the Sowie Mts. gneissic block, it has to be concluded that the area under consideration is not promisable in relation to the search for coal, in spite of the fact that uneconomic coal seams have been known here since a long time (Dathe and Finckh 1923).

Acknowledgments. I am especially indebted to Prof. K. Kozłowski for giving me valuable advices, encouragement and help throughout the work. My sincere thanks are due to Prof. K. Dziedzic. Thanks are also due to Prof. K. Smulikowski for reading thoroughly the manuscript and his comments. I wish to express my thanks to those colleagues who contributed to this study. In particular, I am grateful to drs. G. Cichoń and J. Żaba.

Translated by Janusz Janeczek

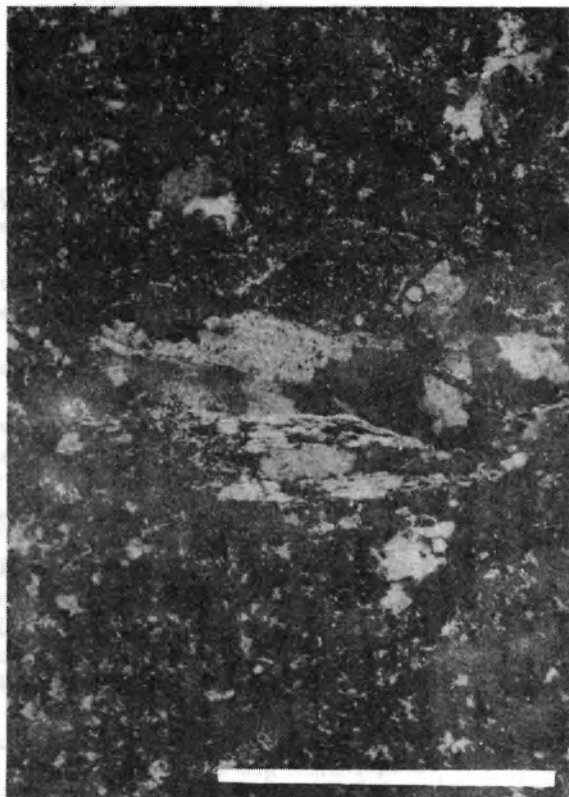
PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I – PLATE I

1. Ryolit (pirokwarc – Qp). Nikole skrzyżowane. Próba KS 15/3, Walim
Rhyolite (pyroquartz – Qp). Crossed nicols. Sample KS 15/3, Walim
2. Mikroksenolit w ryolicie (okruch gnejsu; Q – kwarc, Sk – skaień, Sc – serycyt, M – fengit, B – biotyt). Nikole skrzyżowane. Próba KS 113/1, Walim
Microxenolite in rhyolite (a piece of gneiss; Q – quartz, Sk – feldspar, Sc – sericite, M – phengite, B – biotite). Crossed nicols. Sample KS 113/1 Walim
3. Kryształ anatazu w ryolicie (Az). Pojedynczy nikol. Próba KS 16, Walim
Crystal of anatase in rhyolite (Az). One nicol. Sample KS 16, Walim
4. Skała piroklastyczna (składniki piroklastyczne: R – ryolit, Qp – pirokwarc, Sk – skaień; składniki epiklastyczne: M – fengit, Q – kwarc). Nikole skrzyżowane. Próba KS 214/2, Walim
Pyroclastic rock (pyroclastic components: R – rhyolite, Qp – pyroquartz, Sk – feldspar; epiclastic components: M – phengite, Q – quartz). Crossed nicols. Sample KS 214/2, Walim



1



2



3



4

0,0 0,5 mm

PLANSZA II – PLATE II

1. Kersantyt (B – biotyt, Ch – chloryty, Q – kwarc, A – augit diopsydowy, W – więźba panautomorfowo-ziarnista). Nikole skrzyżowane. Próba KS 11, Walim
Kersantite (B – biotite, Ch – chlorites, Q – quartz, A – diopsidic augite, W – panautomorphic-grained fabric). Crossed nicols. Sample KS 11, Walim
2. Kersantyt z licznymi pseudomorfozami kalcytowymi (K) po minerałach maficznych. Nikole skrzyżowane. Próba KS 100, Glinno
Calcite pseudomorphos (K) after mafic minerals in kersantite. Crossed nicols. Sample KS 100, Glinno
3. Zsylikowany i skarbonatyzowany piaskowiec gabronośny (Q – kwarc, B – biotyt, R – minerały nieprzezroczyste, K – dolomit, magnezyt, T – bardzo drobnokrystaliczne tło skalne złożone z kwarcu, węglanów i chlorytów). Nikole skrzyżowane. Próba KS 109/4, Walim
Silicized and carbonatized gabbro-bearing sandstone (Q – quartz, B – biotite, R – opaque minerals, K – dolomite, magnesite, T – fine-crystalline background consisted of quartz, carbonates and chlorites). Crossed nicols. Sample KS 109/4, Walim
4. Drobną żyłą silnie zsylikowanej skały magmowej występująca wśród zsylikowanych i skarbonatyzowanych piaskowców gabronośnych (Q – pirokwarc, M – bardzo drobnokrystaliczne tło skalne złożone z mikrokrystalicznego kwarcu, niewielkich skupień dolomitu i łuseczkowych chlorytów). Nikole skrzyżowane. Próba 109/11, Walim
Small vein of heavily silicized igneous rock that cut the silicized and carbonatized gabbro-bearing sandstones (Q – pyroquartz, M – fine-crystalline background consisted of the microcrystalline quartz, small aggregates of dolomite and chlorites). Crossed nicols. Sample KS 109/11, Walim



1



2



3



4

0,0 0,5 mm



Włodzimierz LAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA III – PLATE III

1. Piaskowiec gnejsowy (licznie rozsiane ziarna granatów). Nikole skrzyżowane. Próba KS 101/1, Lubachów
Gneissic sandstone (a lot of garnet grains). Crossed nicols. Sample KS 101/1, Lubachów
2. Piaskowiec gnejsowy (B – deformacje blaszek biotytu). Nikole skrzyżowane. Próba KS 362, Michalkowa
Gneissic sandstone (B – deformation of biotite plates). Crossed nicols. Sample KS 362, Michalkowa
3. Cement żelazisty w subszarogłazie (czarne – tlenki żelaza). Pojedynczy nikol. Próba KS 36/5, Kamionki
Iron-rich cement of subgreywacke (black – Fe-oxides). One nicol. Sample KS 36/5, Kamionki
4. Cement syderytowy w subszarogłazie. Nikole skrzyżowane. Próba KS 463/1, Kamionki
Sideritic cement of subgreywacke. Crossed nicols. Sample KS 463/1, Kamionki



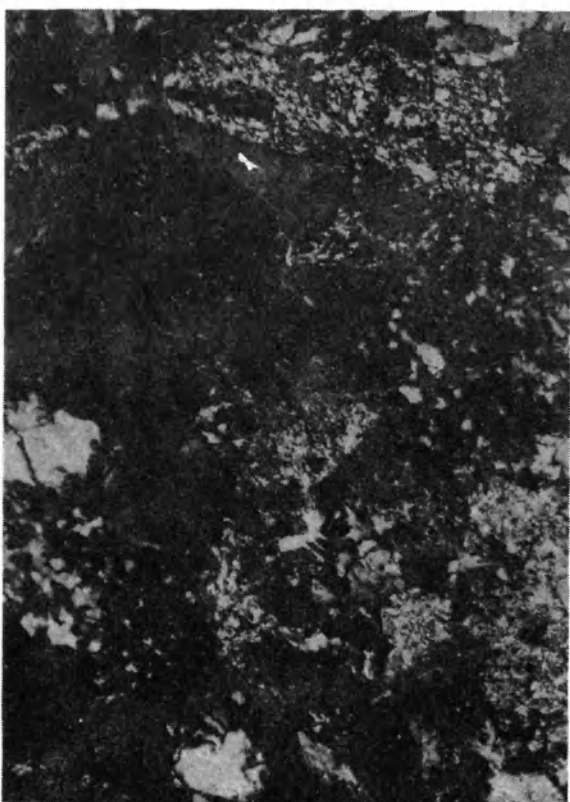
1



2



3



4

0,0 0,5mm

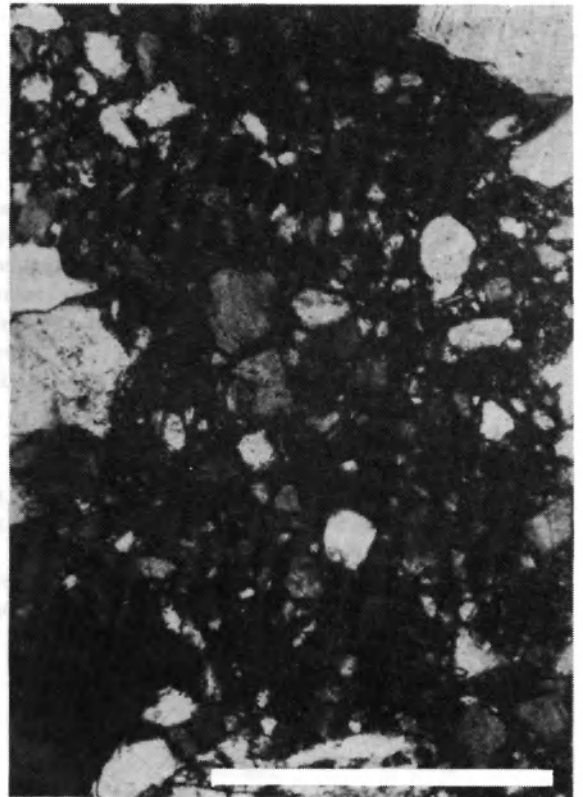
Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA IV – PLATE IV

1. Zanalcymizowany piaskowiec gabronośny (Q – kwarc, Sk – skałki, częściowo zanalcymizowany, Ch – chloryty, K – kalcyt, d – diallag, a – analcym). Nikole skrzyżowane. Próba KS 84/6, Jugów
Analcime-rich, gabbro-bearing sandstone (Q – quartz, Sk – feldspar, partly replaced by analcime, Ch – chlorites, K – calcite, d – diallage, a – analcime). Crossed nicols. Sample KS 84/6, Jugów
2. Osadowa brekcja gnejsowa (drobnoziarniste tło skalne). Nikole skrzyżowane. Próba KS 23, Michałkowa
Sedimentary gneissic breccia (fine-grained background). Crossed nicols. Sample KS 23, Michałkowa
3. Piaskowiec gnejsowy (półplastyczne deformacje blaszek biotytu – B). Nikole skrzyżowane. Próba 274/1 KS, Sokolec
Gneisses sandstone (semielastic deformation of biotite plates – B). Crossed nicols. Sample KS 274/1, Sokolec
4. Osadowa brekcja gnejsowa (drobnoziarniste tło skalne). Nikole skrzyżowane. Próba KS 192/3, Jawornik k/Walimia
Sedimentary gneissic breccia (fine-grained background). Crossed nicols. Sample KS 192/3, Jawornik nearby Walim



1



2



3



4

0,0 0,5 mm

Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA V – PLATE V

1. Zlepieniec gabronośny (struktura siatkowa w otoczaku gabra oliwinowego: D – dolomit, Q – kwarc, czarny – hematyt). Nikole skrzyżowane. Próba KS 13/2, Walim
Gabbro-bearing conglomerate (net-like pattern in the pebble of olivine gabbro: D – dolomite, Q – quartz, black – hematite). Crossed nicols. Sample KS 13/2, Walim
2. Piaskowiec gabronośny (T – ziarna turmalinu). Nikole skrzyżowane. Próba KS 106, Jugów
Gabbro-bearing sandstone (T – tourmaline). Crossed nicols. Sample KS 106, Jugów
3. Zanalcyzowany piaskowiec gabronośny (d – drobne kryształy diallagu). Nikole skrzyżowane. Próba KS 187, Jugów
Analcime-rich gabbro-bearing sandstone (d – fine crystals of diallage). Crossed nicols. Sample KS 187, Jugów
4. Zanalcyzowany piaskowiec gabronośny (krystalizacja chalcedonu Q wśród blaszkowatych pakietów biotyту B oraz między biotytem i ziarnem diallagu d). Nikole skrzyżowane. Próba KS 185/2, Jugów
Analcime-rich gabbro-bearing sandstone (crystallization of chalcedony Q within platy aggregates of biotite B and between biotite and diallage d). Crossed nicols. Sample KS 185/2, Jugów



1



2



3

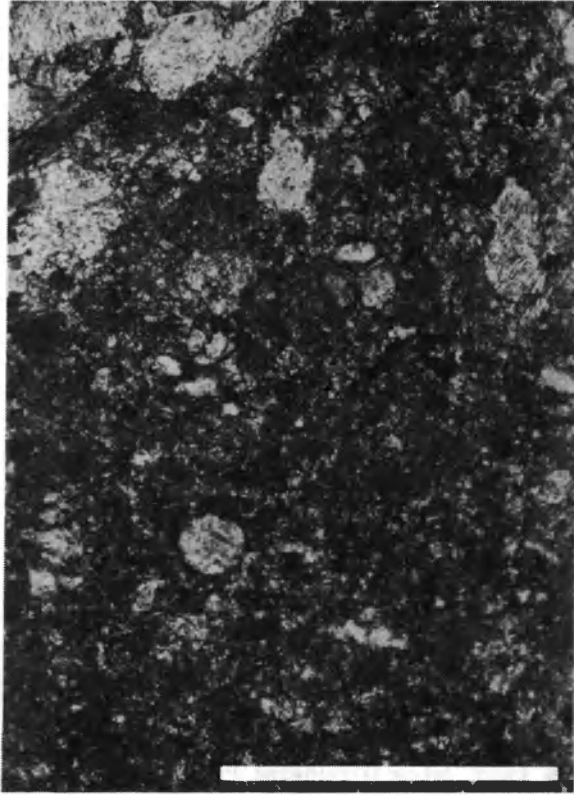


4

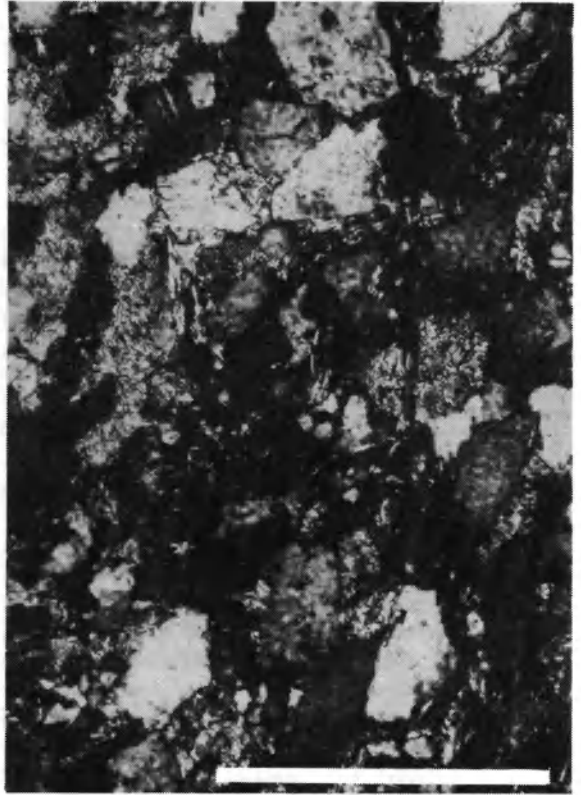
0,0 0,5 mm

PLANSZA VI – PLATE VI

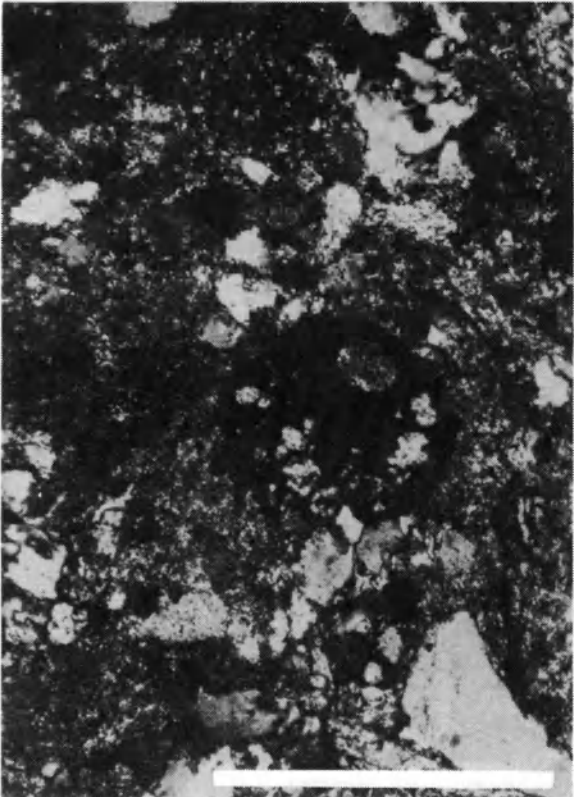
1. Wapień litoklastyczny z licznie rozszanymi sporami. Pojedynczy nikol. Próba KS 238, Sokolec
Lithoclastic limestone with numerously scattered spores. One nicol. Sample KS 238, Sokolec
2. Subszarogłaz o cemencie syderytowym. Nikole skrzyżowane. Próba KS 243/2, Sokolec
Subgreywacke with a siderite cement. Crossed nicols. Sample KS 243/2, Sokolec
3. Wapień litoklastyczny (widoczny przekrój drobnej, zwęglonej formy pochodzenia roślinnego – czarne). Nikole skrzyżowane. Próba KS 520/1, Jugów
Lithoclastic limestone (cross-section of the fine, carboniferous plant is shown – black). Crossed nicols. Sample KS 520/1 Jugów
4. Mułowiec szarogłazowy. Widoczne naprzemianległe warstewki bogate w składniki ziarniste i warstewki bogate w składniki blaszkowe. Nikole skrzyżowane. Próba KS 276, Kamionki
Greywacke-mudstone. Alternating layers rich in grained components and layers rich in platy components are visible. Crossed nicols. Sample KS 276, Kamionki



1



2



3

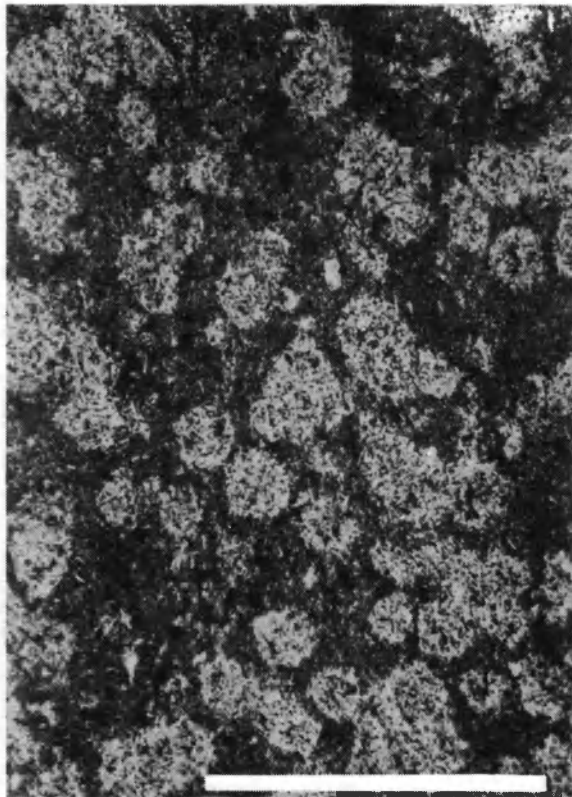


4

0,0 0,5 mm

PLANSZA VII – PLATE VII

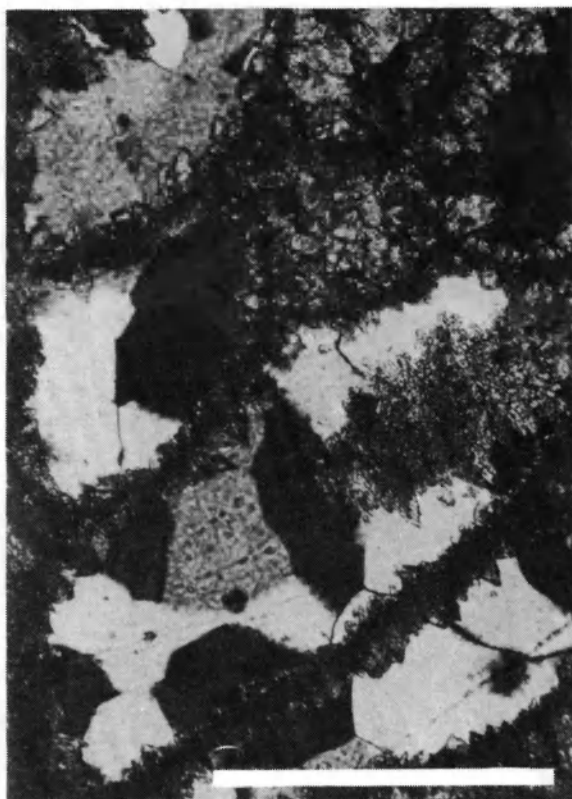
1. Łupek ilasty (plamisty), zmieniony wskutek termicznego oddziaływania intruzji kersantytowej (jasne pola złożone są głównie z mikrokrystalicznego kwarcu i grudek minerałów nieprzezroczystych). Pojedynczy nikol. Próba KS 22, Glinno
Clay spotty shale altered in the thermal field of the kersantite intrusion (bright spots are composed mainly of microcrystalline quartz and nodules of opaque minerals). One nicol. Sample KS 22, Glinno
2. Mułowiec szarogłazowy z nowotworem pirytu powstałym w rezultacie termicznego oddziaływania intruzji kersantytowej (detrytyczny kwarc widoczny jako jasne pola zamknięte we wnętrzu czarnego pirytu). Pojedynczy nikol. Próba KS 295/3, Glinno
Greywacke-mudstone containing pyrite that was formed in the thermal field of the kersantite intrusion (detritic quartz is visible as a bright spots included within black pyrite). One nicol. Sample KS 295/3, Glinno
3. Biolityt z przejawami sylikacji. Kwarc występuje tutaj w roli cementu B w obrębie por pierwotnych kolonijnych *Rugosa*. Widoczny także radialnie wykrystalizowany cement A (kalcyt) oraz kalcytowy cement B (ksenotopiczny sparyt – tylko w niektórych porach). Nikole skrzyżowane. Próba KS 374/1, Kamionki
Partly silicitized biolithite. Quartz forms cement B within the pores of primary colonial *Rugosa*. Radial cement A (calcite) and calcite cement B (xenotopic sparite restricted to the certain pores) are visible. Crossed nicols. Sample KS 374/1, Kamionki
4. Biolityt (krzaczaste kolonie *Rugosa*). Widoczne wypełnienie wolnych pierwotnie przestrzeni pomiędzy wzrastającymi koralitami. M – biotyt, Q – kwarc. Nikole skrzyżowane. Próba 355/2, Kamionki
Biolithite (dendritic colonies of *Rugosa*). Primary free space between coralites is filled up. M – biotite, Q – quartz. Crossed nicols. Sample 355/2, Kamionki



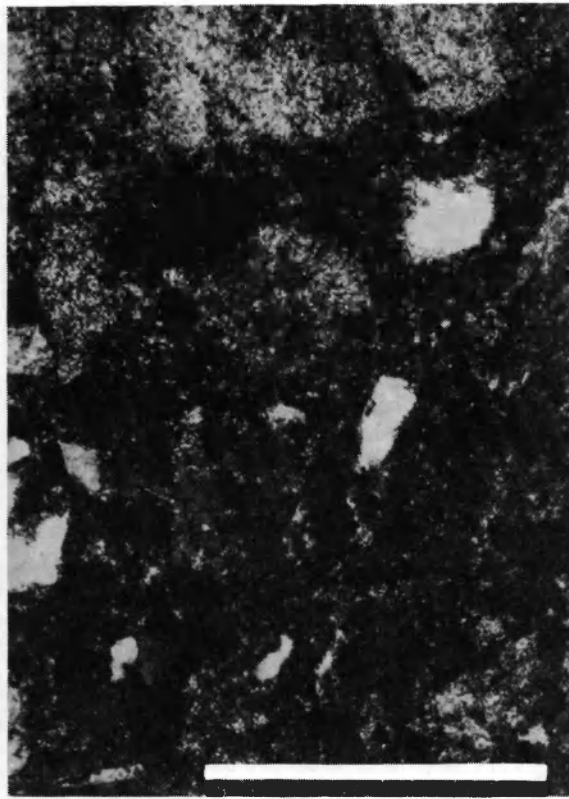
1



2



3

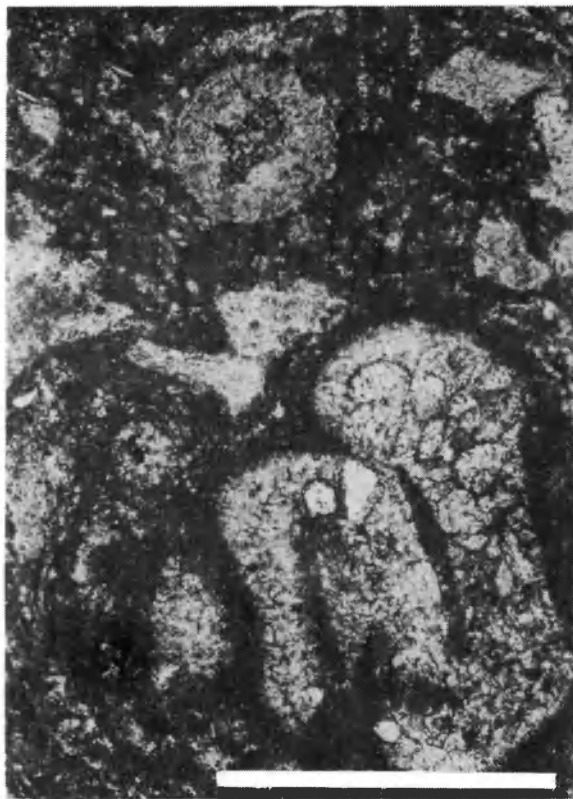


4

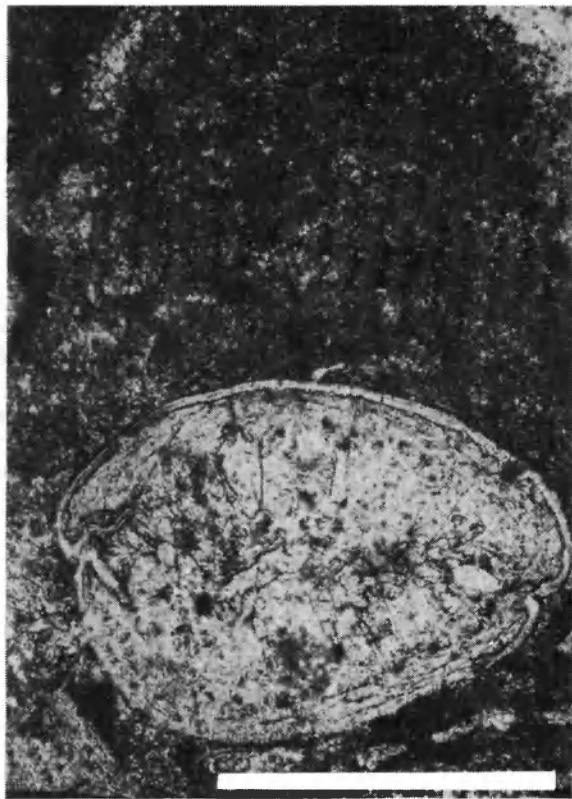
0,0 0,5 mm

PLANSZA VIII – PLATE VIII

1. Przekrój skorupki ślimaka oraz trochitów liliowców w biomikrycie. Nikole skrzyżowane. Próba KS 356/4, Kamionki
Cross-section of the gastropod shell and of crinoids trochites in biomicrite. Crossed nicols. Sample KS 356/4, Kamionki
2. Skorupka małżoraczka w biomikrycie (widoczne dwie generacje cementu: A i B we wnętrzu skorupki). Pojedynczy nikol. Próba KS 557, Jugów
The shell of ostracod in biomicrite (two generations of cement A and B are visible inside the shell). One nicol. Sample KS 557, Jugów
3. Liczne otwornice i trochit liliowca oraz drobne fragmenty koralitów w biomikrycie. Nikole skrzyżowane. Próba KS 450, Sokolec
Biomicrite with numerous foraminifers, crinoid trochite and tiny fragments of coralites. Crossed nicols. Sample KS 450, Sokolec
4. Serpula i otwornice w biomikrycie. Nikole skrzyżowane. Próba KS 572, Jugów
Serpula and foraminifers in biomicrite. Crossed nicols. Sample KS 572, Jugów



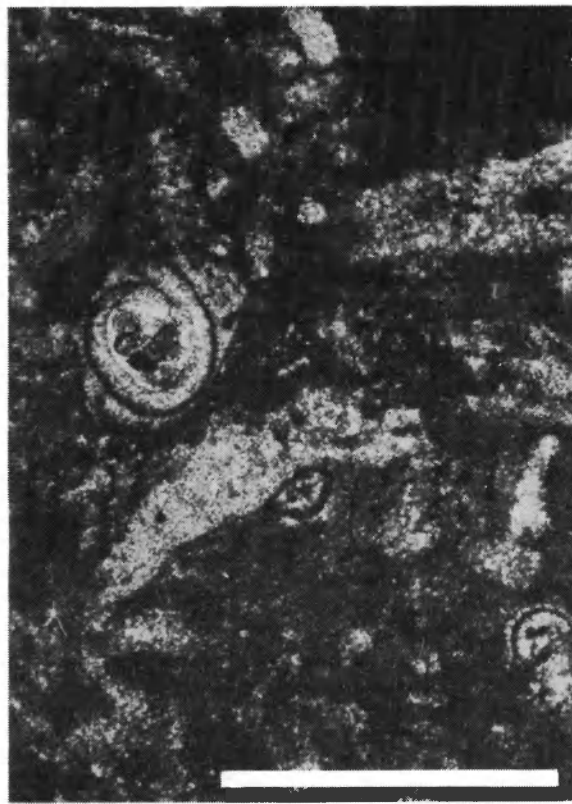
1



2



3



4

0,0 0,5 mm

Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
 Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA IX – PLATE IX

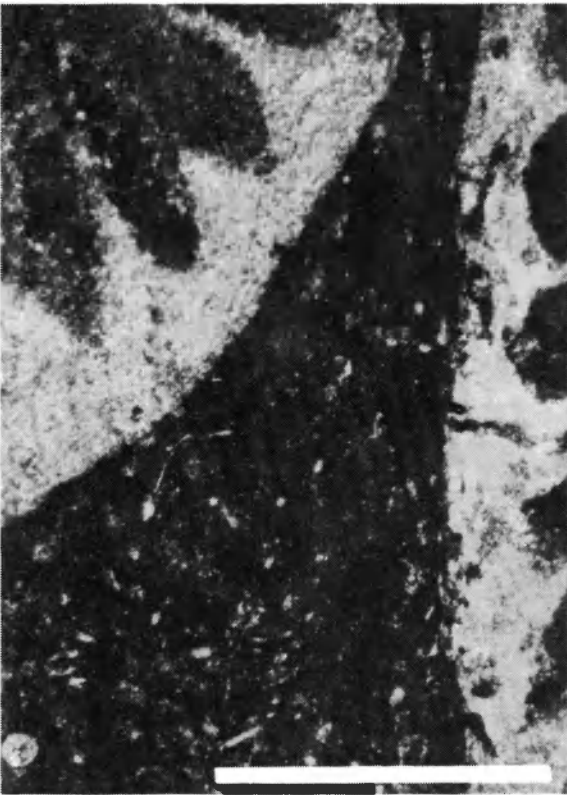
1. Liczne szczątki koralitów *Rugosa* w biomicrycie. Pojedynczy nikol. Próba KS 291/1, Kamionki
Biomicrite yielding numerous remains of coralites *Rugosa*. One nicol. Sample KS 291/1, Kamionki
2. Biolityt. Kolonia masywna *Rugosa*. Nikole skrzyżowane. Próba KS 574/3, Jugów
Biolithite. Massive colony of *Rugosa*. Crossed nicols. Sample KS 574/3, Jugów
3. Biolityt. Wypełnienie wolnej przestrzeni między koralitami krzaczastych kolonii *Rugosa*. Nikole skrzyżowane. Próba KS 555, Jugów
Biolithite. Filler of the free space between coralites of *Rugosa* dendritic colonies. Crossed nicols. Sample KS 555, Jugów
4. Biomicryt. Uszkodzone i spłaszczone korality kolonijnych *Rugosa* oraz fragmenty skorup *Brachiopoda*. Pojedynczy nikol. Próba KS 456, Sokolec
Biomicrite. Damaged and flattened coralites of colonial *Rugosa* and fragments of *Brachiopoda* shells. One nicol. Sample KS 456, Sokolec



1



2



3



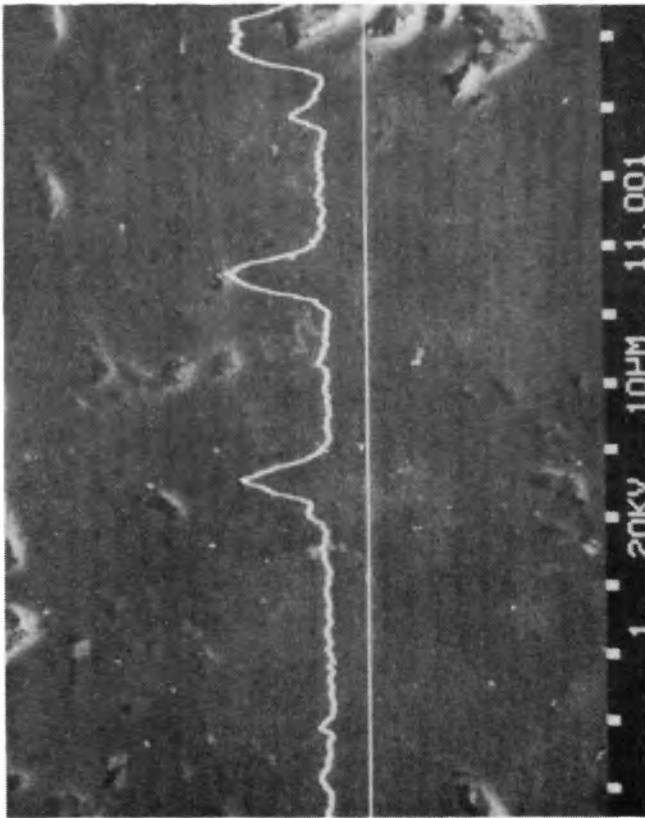
4

0,0 0,5mm

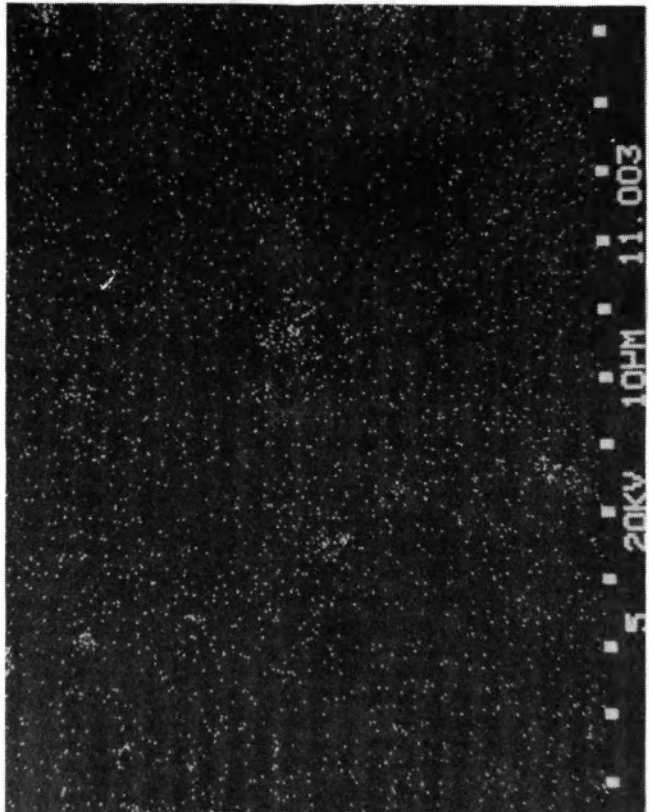
PLANSZA 8 – PLATE 8

1. Mikroanaliza rentgenowska kersantytu z Walimia. Liniowa zmiana koncentracji potasu w skaleniowym cieście skalnym. Pow. 1000 ×
SEM micrograph of kersantite from Walim. Variation in potassium concentration in the feldspar's background is shown. Magn. ×1000
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia potasu dla obszaru z 1. Szczególnie duże koncentracje potasu związane są z występowaniem drobnych kryształów skalenia potasowego. Pow. 1000 ×
X-ray scanning image showing the distribution of potassium in the area as in 1. Significantly high concentrations of potassium are due to the presence of tiny crystals of K-feldspars. Magn. ×1000
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia dla obszaru z 1. Szczególnie koncentracje wapnia związane są z występowaniem drobnych kryształów augitu diopsydowego. Pow. 1000 ×
X-ray scanning image showing the distribution of calcium in the area as in 1. Significantly high concentrations of calcium are due to the presence of tiny crystals of diopsidic augite. Magn. ×1000

1



2



3

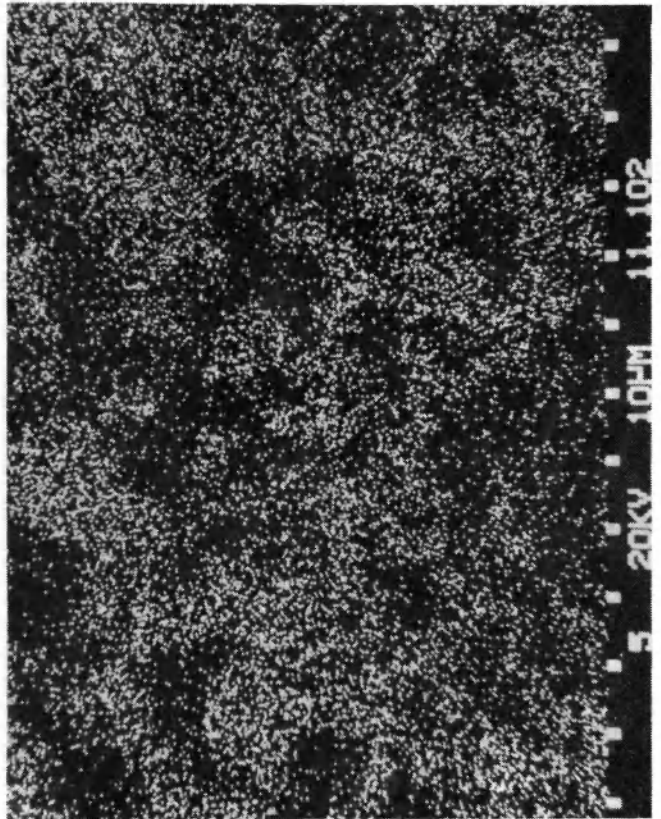
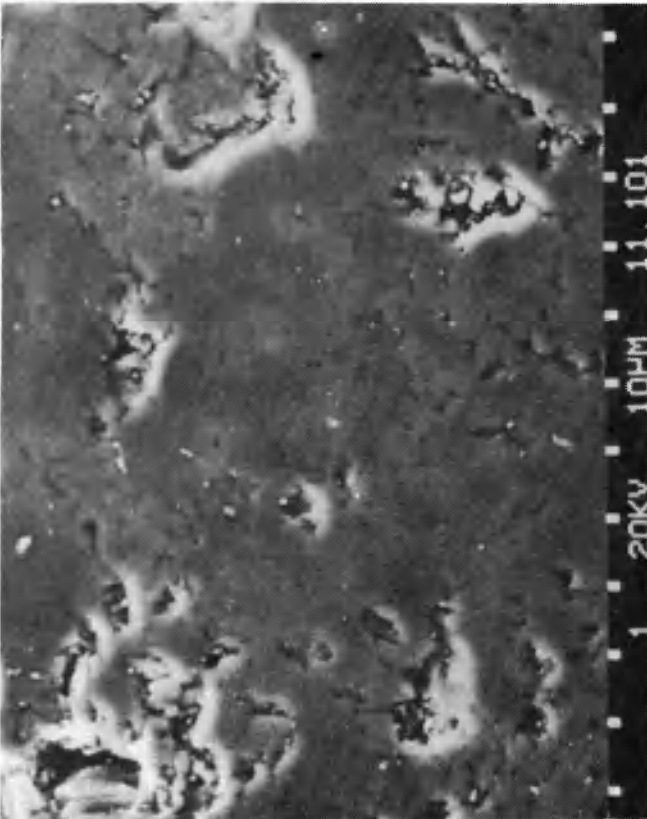
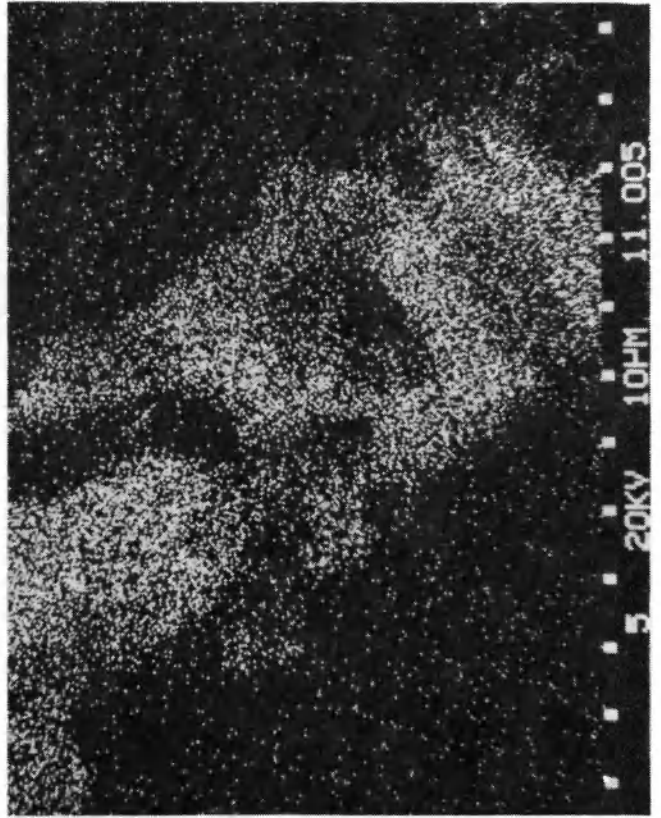
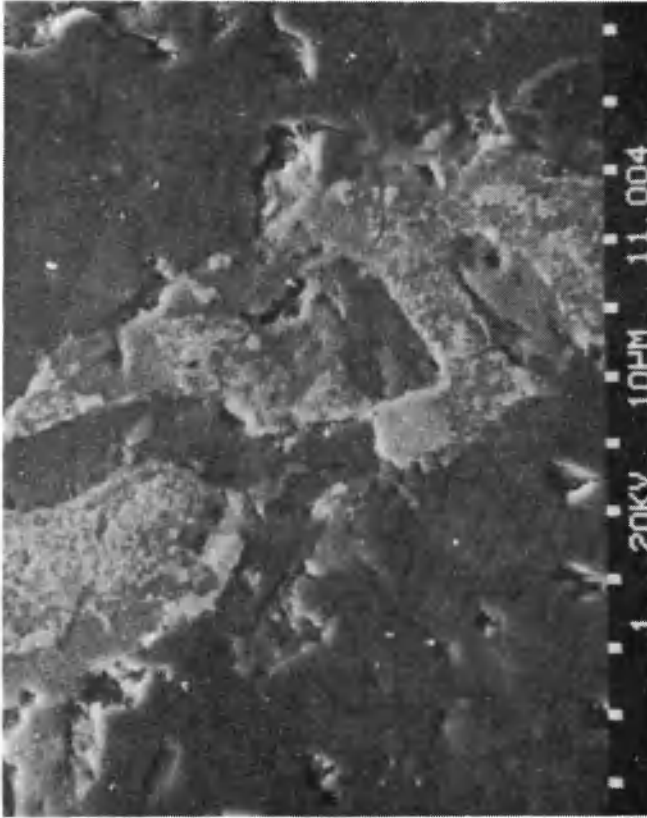
Włodzimierz ŁAPOT - Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA XI – PLATE XI

1. Mikroanaliza rentgenowska kersantytu z Glinna. Kryształ hornblendy brunatnej. Pow. 1000 ×
SEM micrograph of kersantite from Glinno. Brown hornblende crystal. Magn. ×1000
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia tytanu w obszarze z 1. Koncentracje Ti związane są z kryształem hornblendy. Pow. 1000 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ti in the area as in 1. Ti concentration are related to the hornblende crystal Magn. ×1000
3. Mikroanaliza rentgenowska ryolitu z Walimia. Pow. 1020 ×
SEM micrographs of rhyolite from Walim. Magn. ×1020
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia potasu w obszarze z 3. Zagęszczenie punktów odpowiada fazie jaśniejszej z 3 – skaleniowej, mała liczba punktów odpowiada fazie ciemniejszej z 3 – kwarcowej. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of potassium in the area as in 3. High density of points is related to feldspar (bright as in 3), whereas low density is related to quartz (dark as in 3). Magn. ×1020

1

2



3

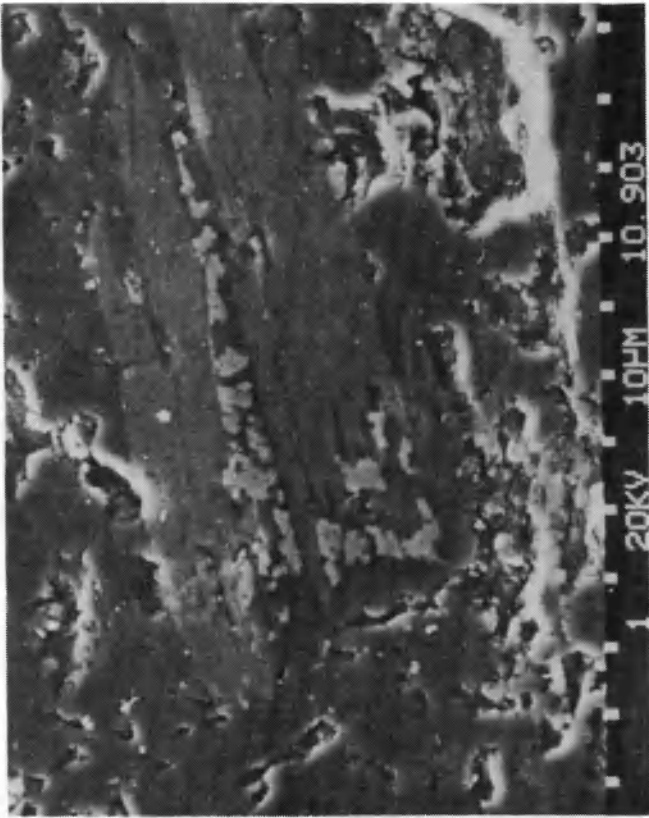
4

Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

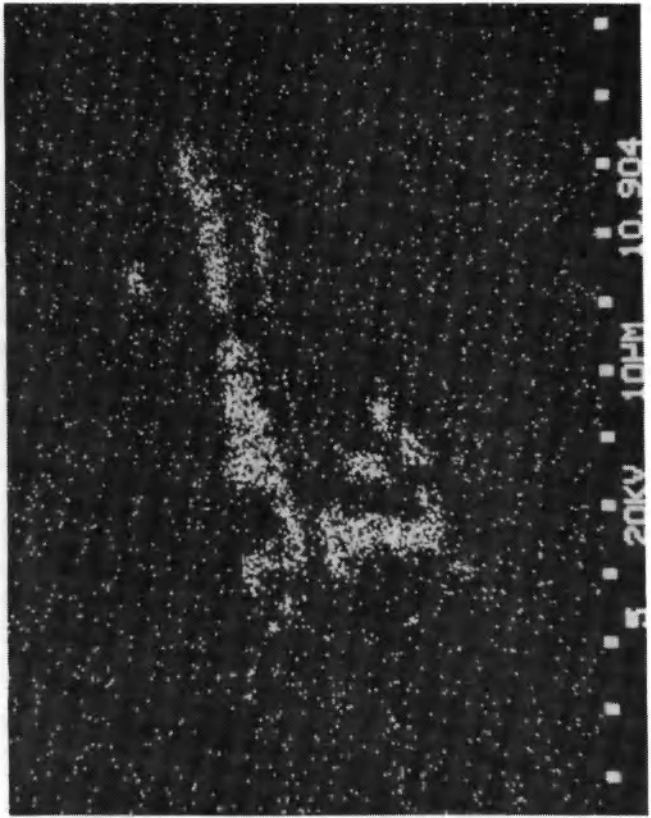
PLANSZA XII – PLATE XII

1. Mikroanaliza rentgenowska skarbonatyzowanego i zsylikowanego piaskowca gabronośnego z Walimia. Widoczna blaszka schlorytyzowanego biotytytu. Pow. 1020 ×
SEM micrograph of the carbonatized and silicized gabbro-bearing sandstone from Walim. Plate of the chloritized biotite is visible. Magn. ×1020
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia tytanu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ti in the area as in 1. Magn. ×1020
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia krzemu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Si in the area as in 1. Magn. ×1020
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia żelaza w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Fe in the area as in 1. Magn. ×1020

1



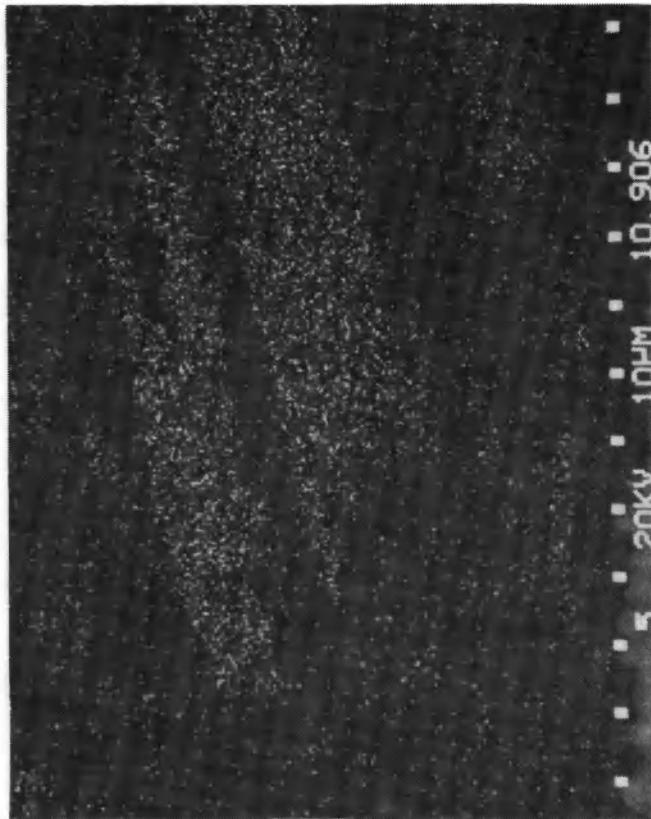
2



3



4

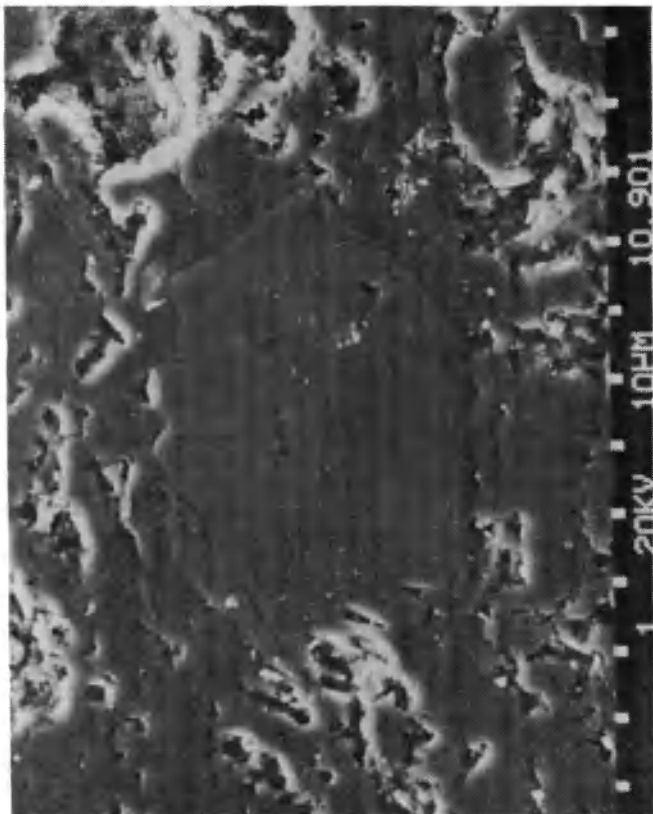


Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

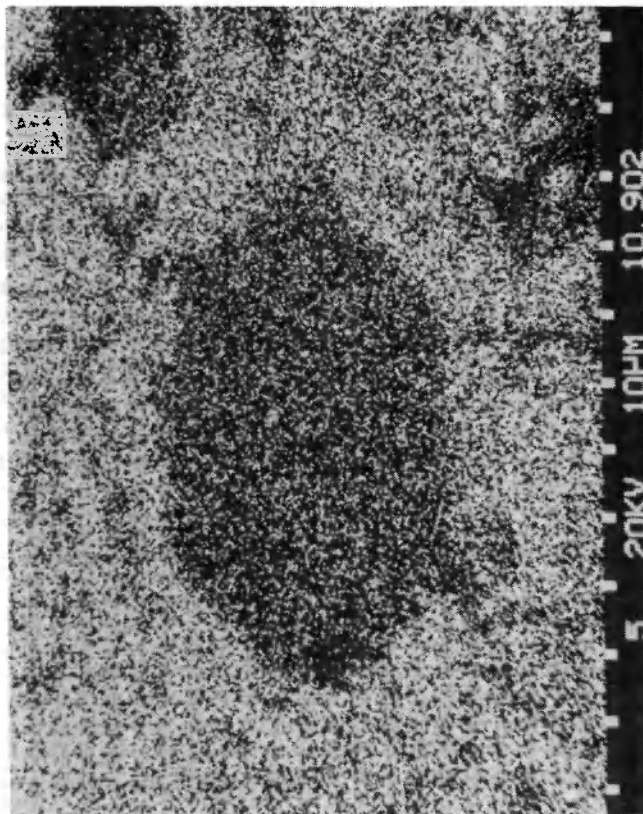
PLANSZA XIII – PLATE XIII

1. Mikroanaliza rentgenowska skarbonatyzowanego i zsylikowanego piaskowca gabronośnego z Walimia. Pseudomorfoza dolomitowo-magnezytowa po oliwinie. Pow. 1020 ×
SEM micrograph of the carbonatized and silicized gabbro-bearing sandstone from Walim. Dolomite-magnesite pseudomorph after olivine. Magn. ×1020
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia krzemu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Si in the area as in 1. Magn. ×1020
3. Mikroanaliza rentgenowska zanalcyzowanego „mułowca ziemistego” z Jugowa. Pow. 310 ×
SEM micrograph of analcime-rich „soil-like” mudstone from Jugów. Magn. ×310
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia w obszarze z 3. Koncentracje wapnia pokrywają się z relikdami zasadowych plagioklazów. Pow. 310 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ca in the area as in 3. Calcium concentrations are related to the basic plagioclases. Magn. ×310

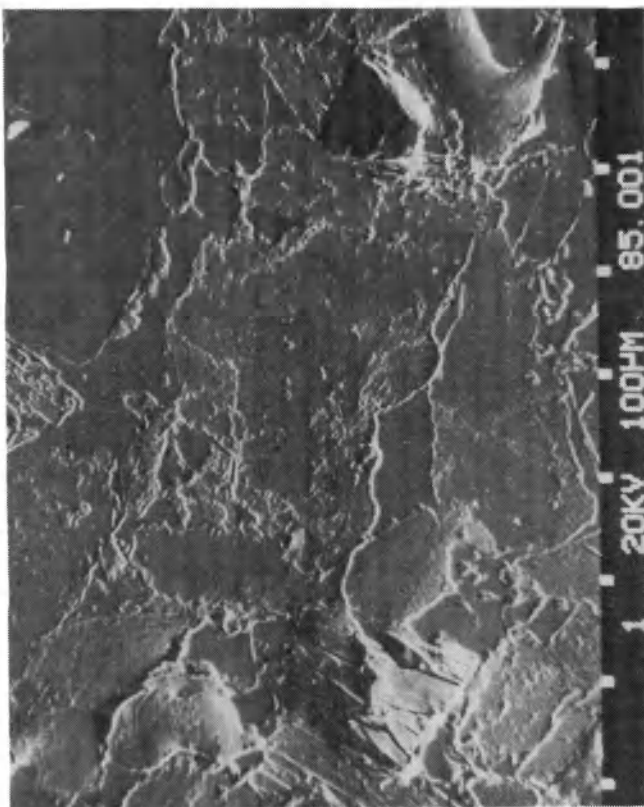
1



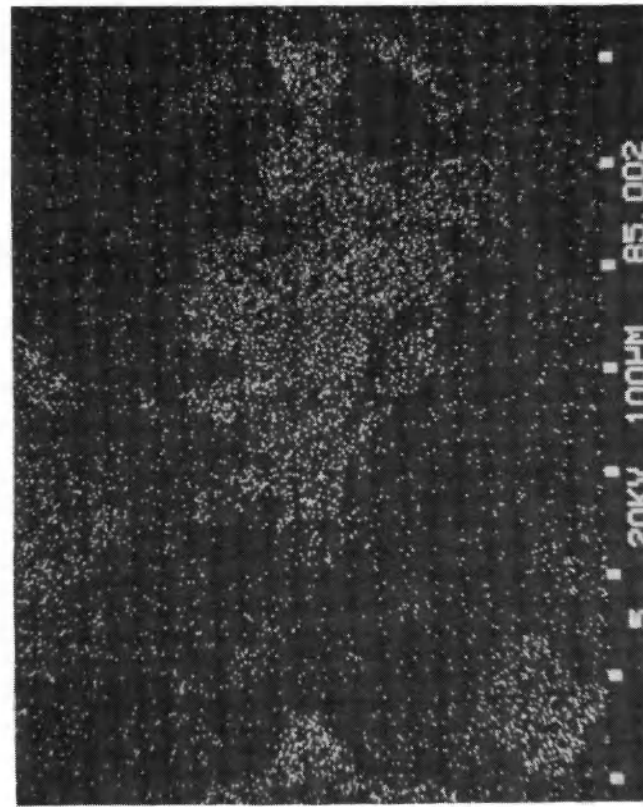
2



3



4

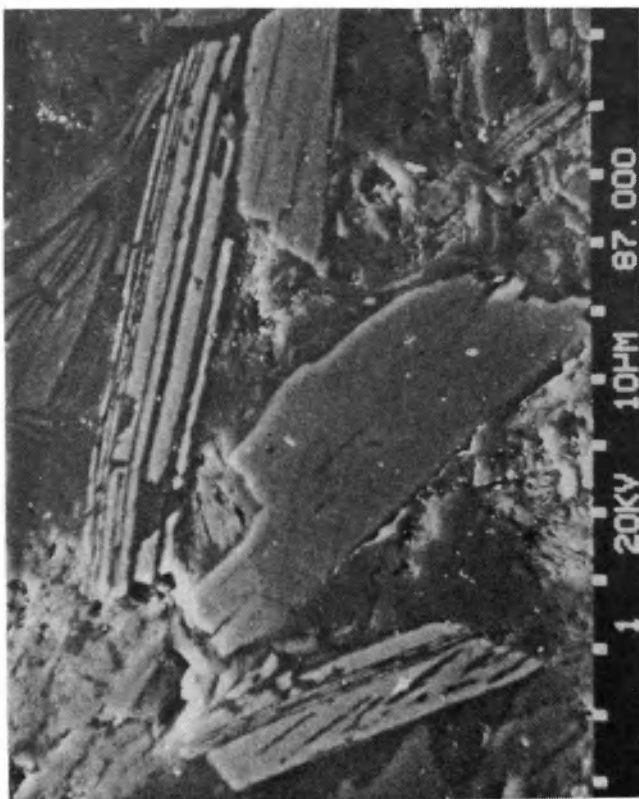


Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

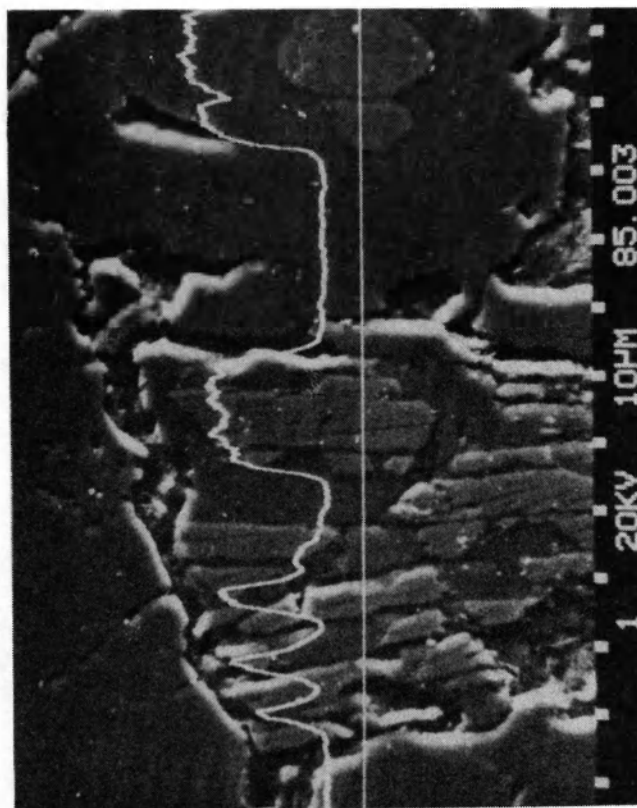
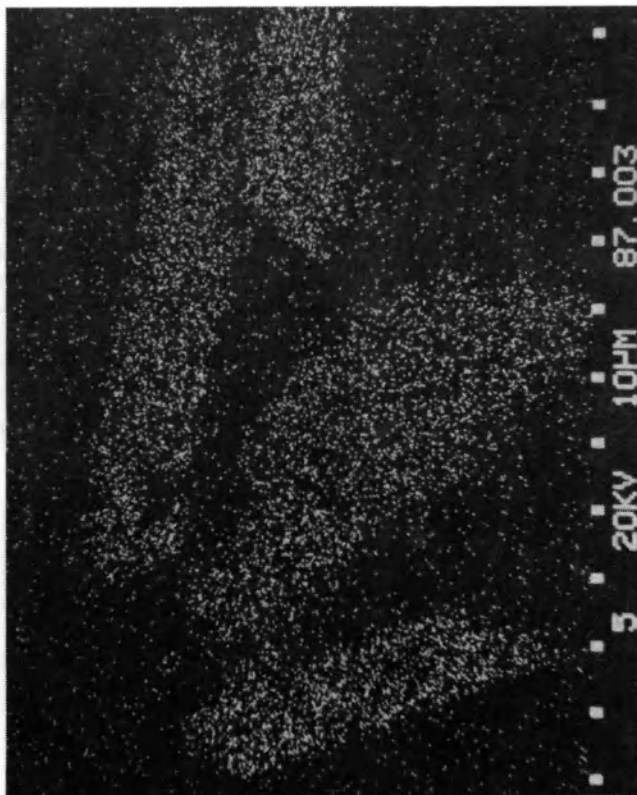
PLANSZA XIV – PLATE XIV

1. Mikroanaliza zanalcyzowanego piaskowca gabronośnego z Jugowa. Widoczne kryształy zasadowych plagioklazów i diallagów. Pow. 320 ×
SEM micrograph of the analcime-rich, gabbro-bearing sandstone from Jugów. Crystals of the basic plagioclases and diallage are visible. Magn. ×320
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia w obszarze z 1. Pow. 320 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ca in the area as in 1. Magn. ×320
3. Mikroanaliza rentgenowska zanalcyzowanego piaskowca gabronośnego z Jugowa. Liniowa zmiana koncentracji wapnia. W skład fazy jaśniejszej wchodzi: wapń, glin, krzem, natomiast w skład fazy ciemniejszej wchodzi: glin i krzem. Pow. 320 ×
SEM micrograph of the analcime-rich, gabbro-bearing sandstone from Jugów. Variation in calcium concentration is shown. The bright phase contains Ca, Al and Si, whereas the dark phase contains Al and Si. Magn. ×320

1



2

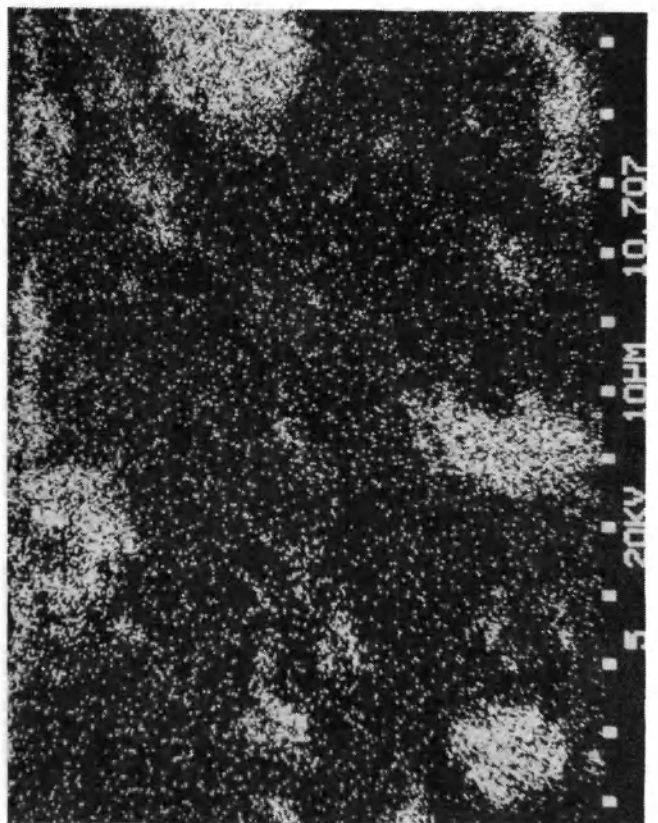
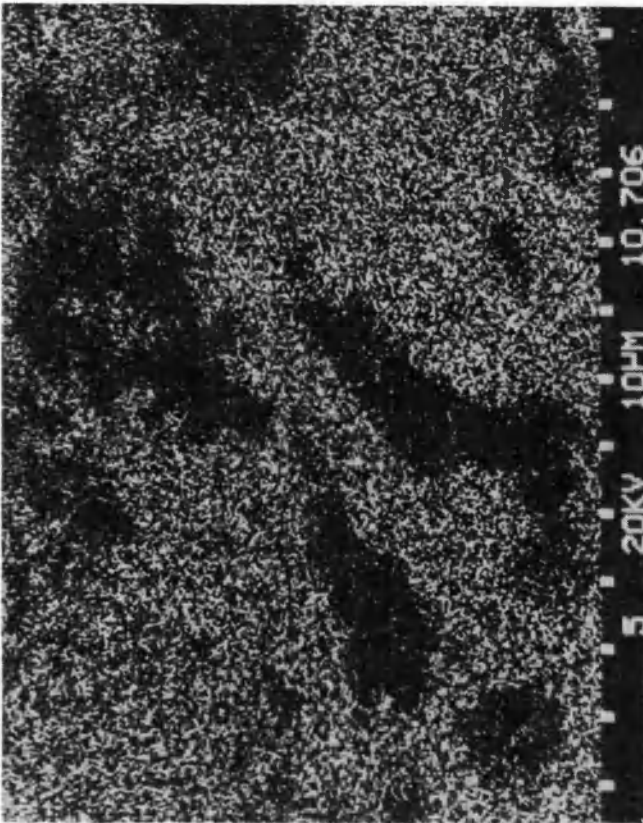
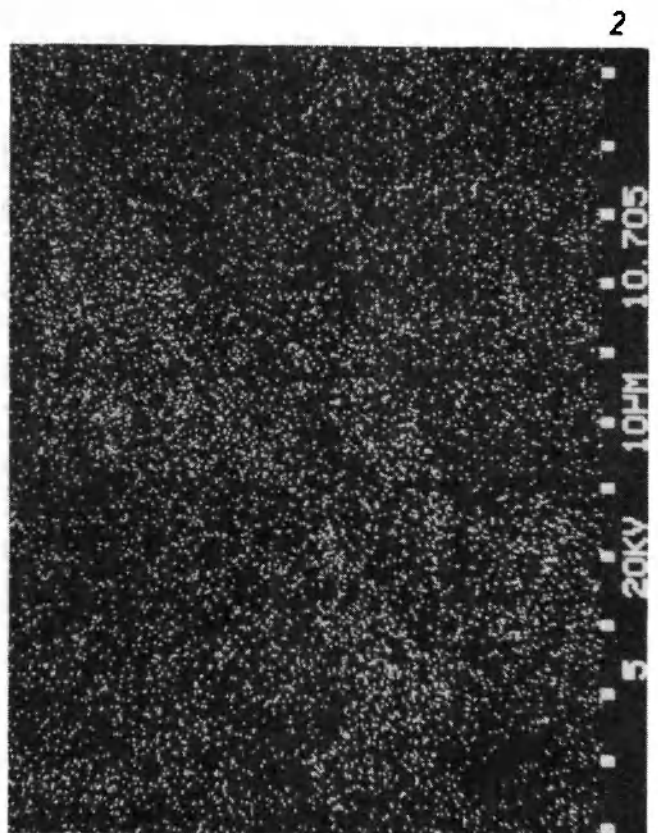
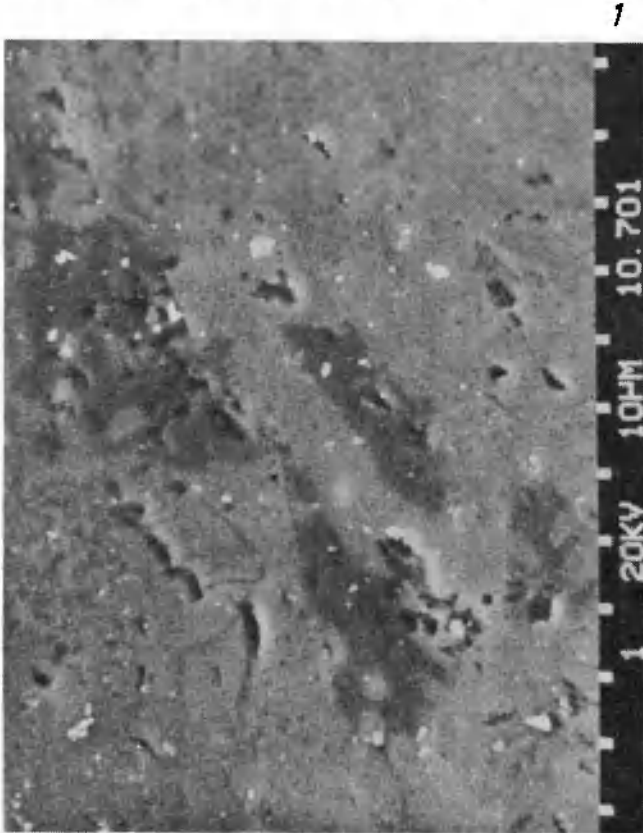


3

Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA XV – PLATE XV

1. Mikroanaliza rentgenowska skarbonatyzowanego i zsylikowanego piaskowca gabronośnego z Walimia. Ciemniejsza faza – magnezyt, jaśniejsza faza – kwarc i dolomit. Pow. 1020 ×
SEM micrograph of the carbonatized and silicized gabbro-bearing sandstone from Walim.
Dark phase – magnesite, bright phase – quartz and dolomite Magn. ×1020
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia magnezu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Mg in the area as in 1. Magn. ×1020
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ca in the area as in 1. Magn. ×1020
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia krzemu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Si in the area as in 1. Magn ×1020

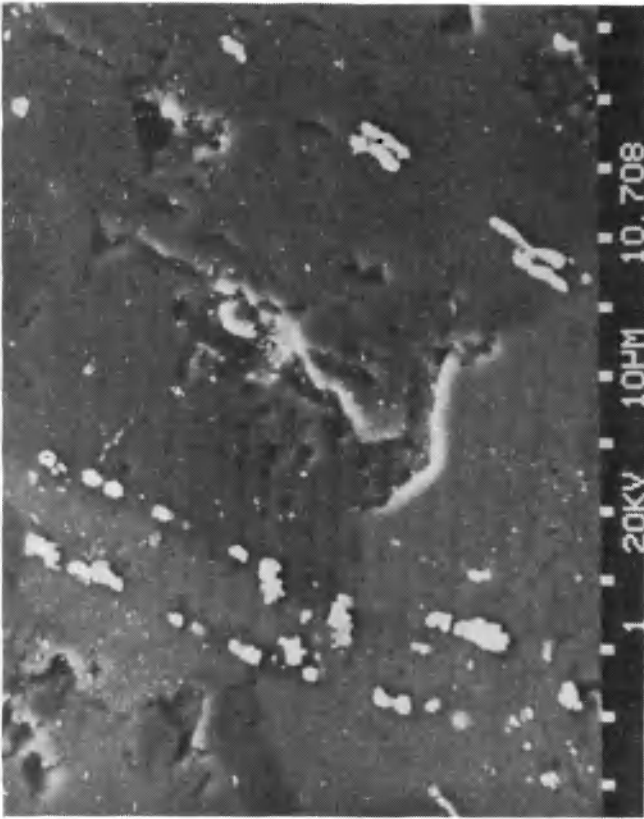


Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

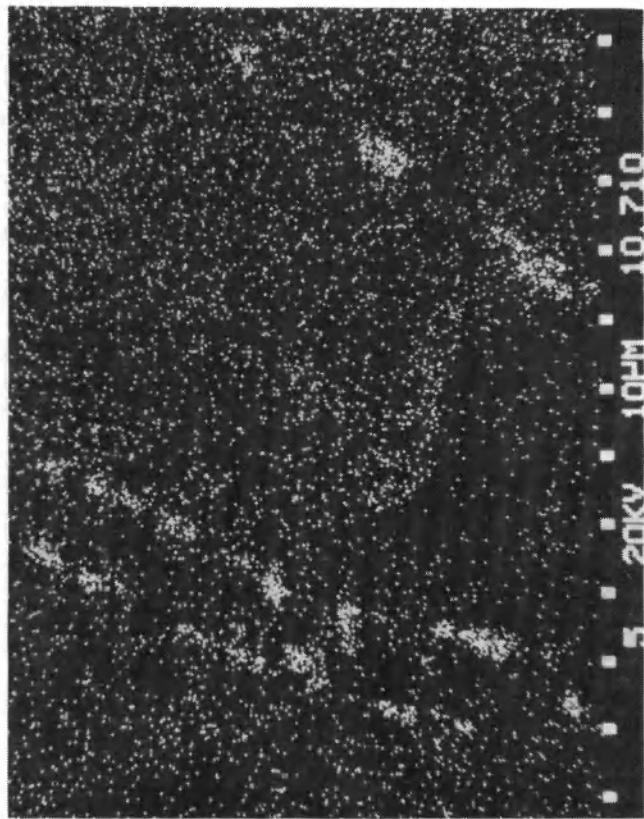
PLANSZA XVI – PLATE XVI

1. Mikroanaliza rentgenowska skarbonatyzowanych i zsylikowanych piaskowców gabronośnych z Walimia. Najjaśniejszą fazę stanowi hematyt, ciemniejszą fazę – kwarc i dolomit, najciemniejszą fazę – magnezyt. Pow. 1020 ×
SEM micrograph of the carbonatized and silicized gabbro-bearing sandstone from Walim. Hematite is the brightest phase, quartz and dolomite are darker, and magnesite is the darkest phase. Magn. ×1020
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia żelaza w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Fe in the area as in 1. Magn. ×1020
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia krzemu w obszarze z 1. Pow. 1020 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Si in the area as in 1. Magn. ×1020
4. Mikroanaliza rentgenowska łupku ilastego z Glinna. Liniowa zmiana koncentracji itru (Y_{Ld}), ziarno yttrioilmenitu. Pow. 1000 ×
SEM micrograph of shale from Glinno. Variation in yttrium concentration is shown (Y_{Ld}), the grain of yttrioilmenite. Magn. ×1000

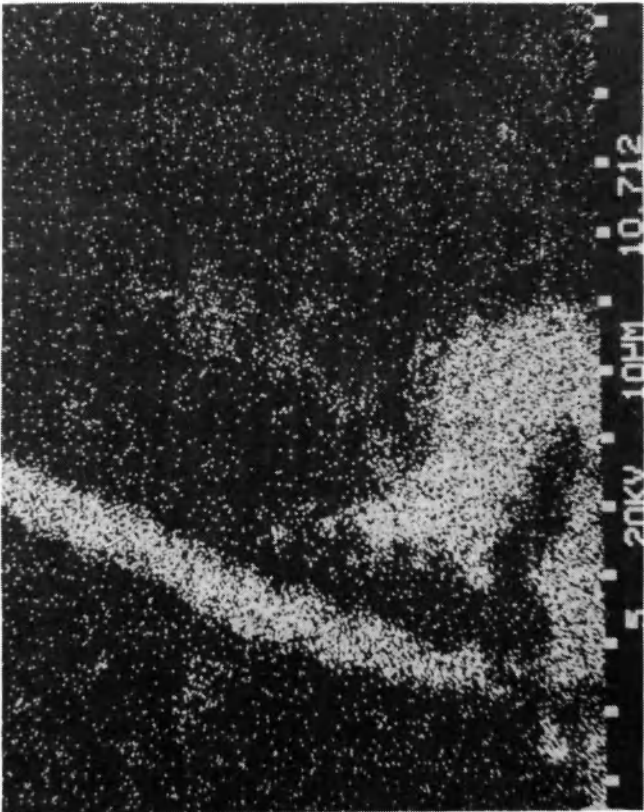
1



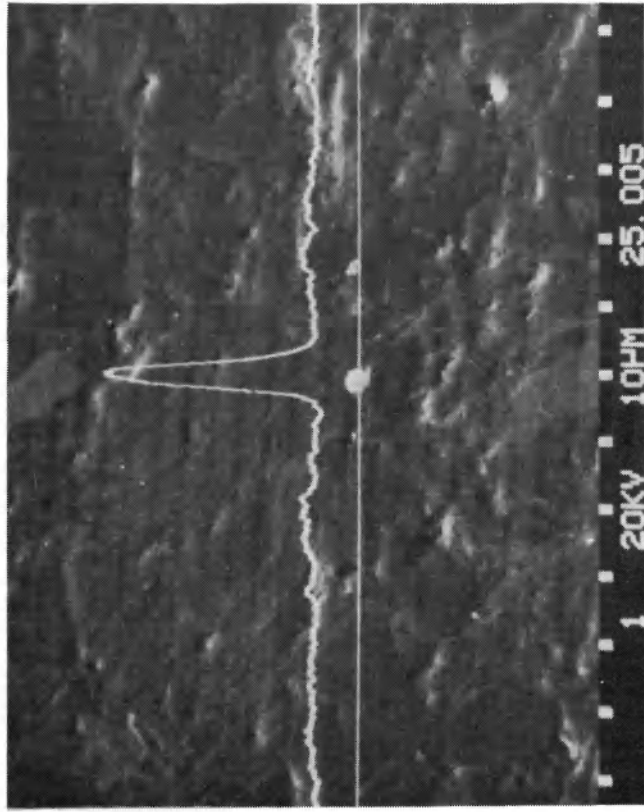
2



3



4

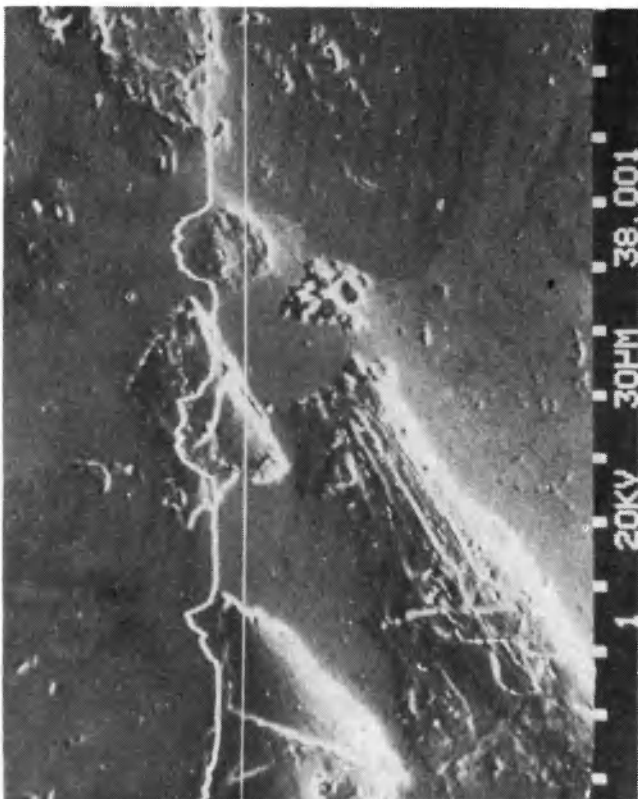


Włodzimierz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

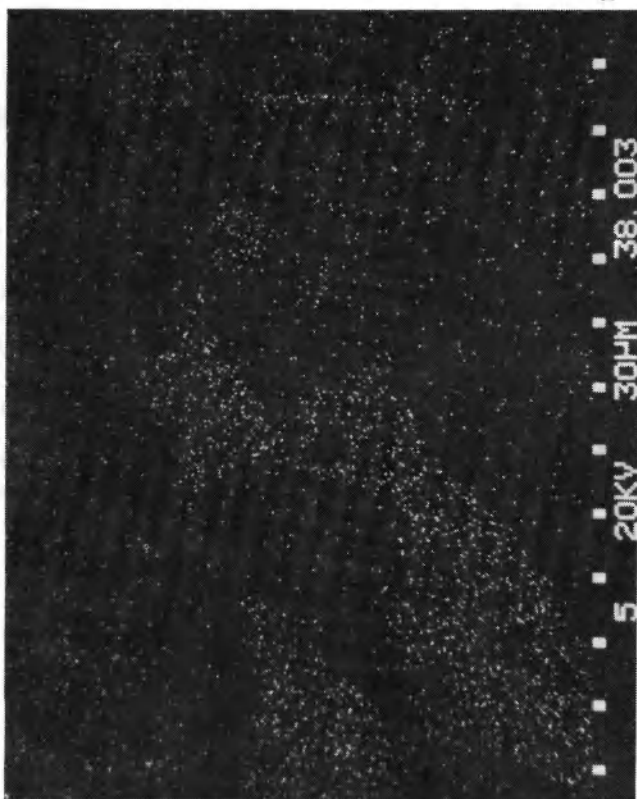
PLANSZA XVII – PLATE XVII

1. Mikroanaliza rentgenowska wapienia litoklastycznego z Sokolca. Liniowa zmiana koncentracji magnezu. Pow. 320 ×
SEM micrograph of the lithoclastic limestone from Sokolec. Variation in Mg concentration is shown. Magn. × 320
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia magnezu w obszarze z 1. Pow. 320 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Mg in the area as in 1. Magn. × 320
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia żelaza w obszarze z 1. Pow. 320 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Fe in the area as in 1. Magn. × 320
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia w obszarze z 1. Pow. 320 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ca in the area as in 1. Magn. × 320

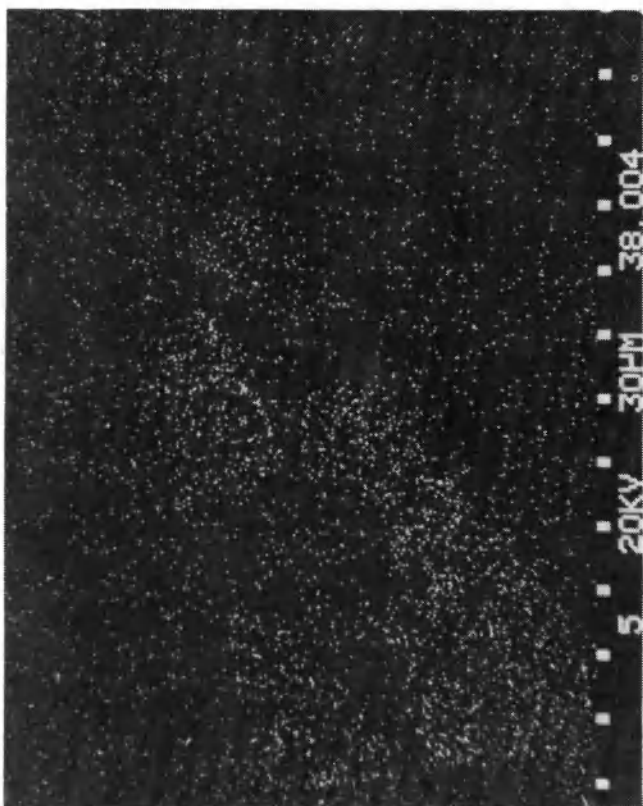
1



2



3



4

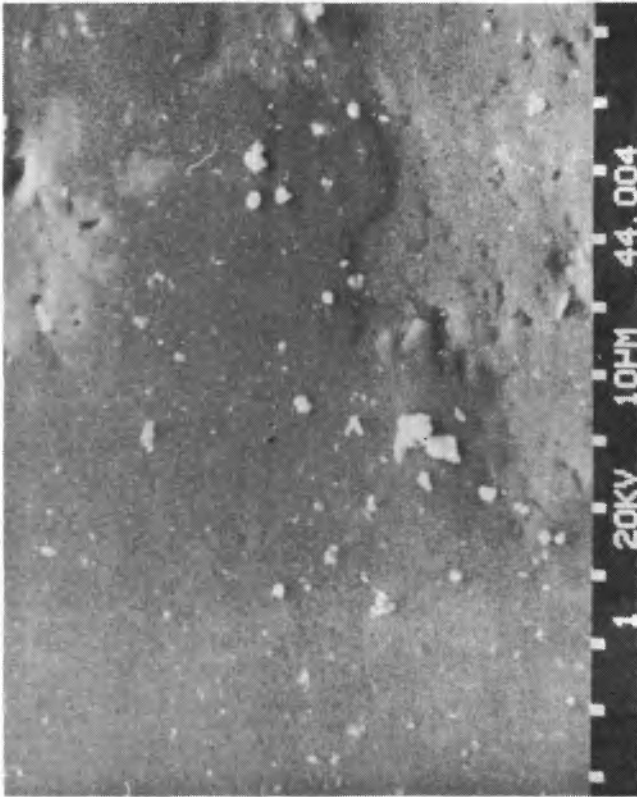


Włodzimierz ŁAPOT — Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

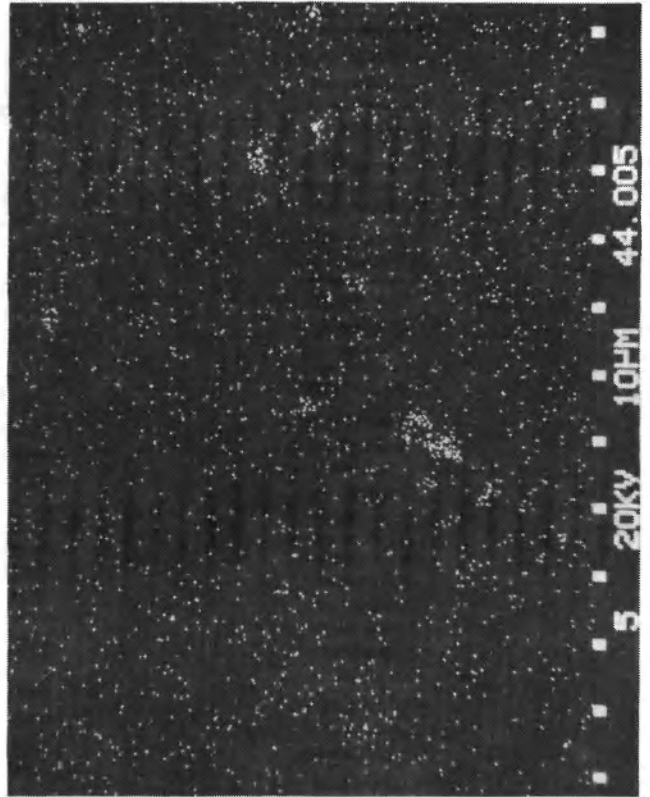
PLANSZA XVIII – PLATE XVIII

1. Mikroanaliza rentgenowska biolitytu z Kamionek. Drobne wydzielenia piryty – faza najjaśniejsza. Pow. 1000 ×
SEM micrograph of biolithite from Kamionki. Fine secretions of pyrite – the brightest phase. Magn. ×1000
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia żelaza w obszarze z 1. Pow. 1000 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Fe in the area as in 1. Magn. ×1000
3. Mikroanaliza rentgenowska mułowca szarogłazowego z Glinna. Liniowa zmiana koncentracji tytanu – ziarno ilmenitu. Pow. 1000 ×
SEM micrograph of greywacke mudstone from Glinno. Variation of Ti concentration is shown – the grain of ilmenite. Magn. ×1000
4. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia tytanu w obszarze z 3. Pow. 1000 ×
X-ray scanning image showing the distribution of Ti in the area as in 3. Magn. ×1000

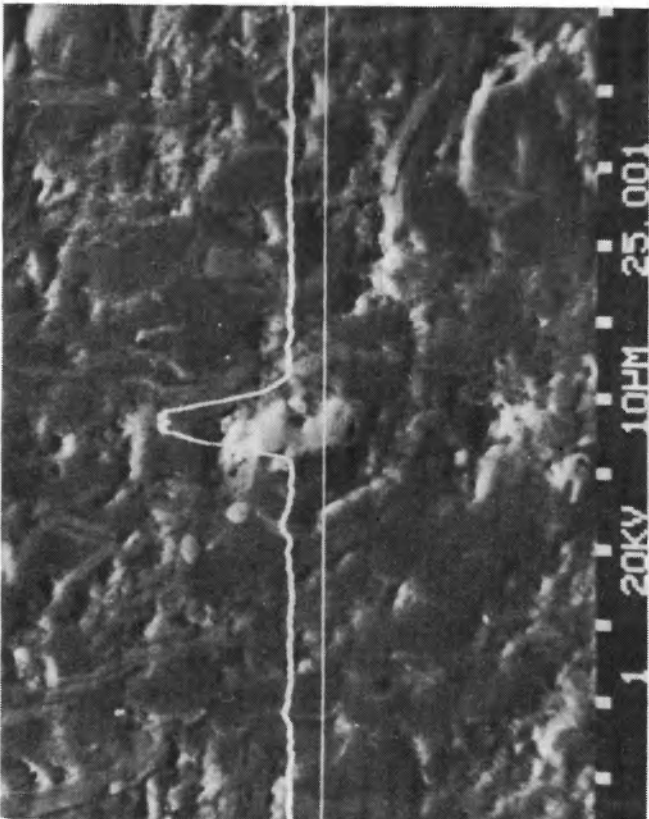
1



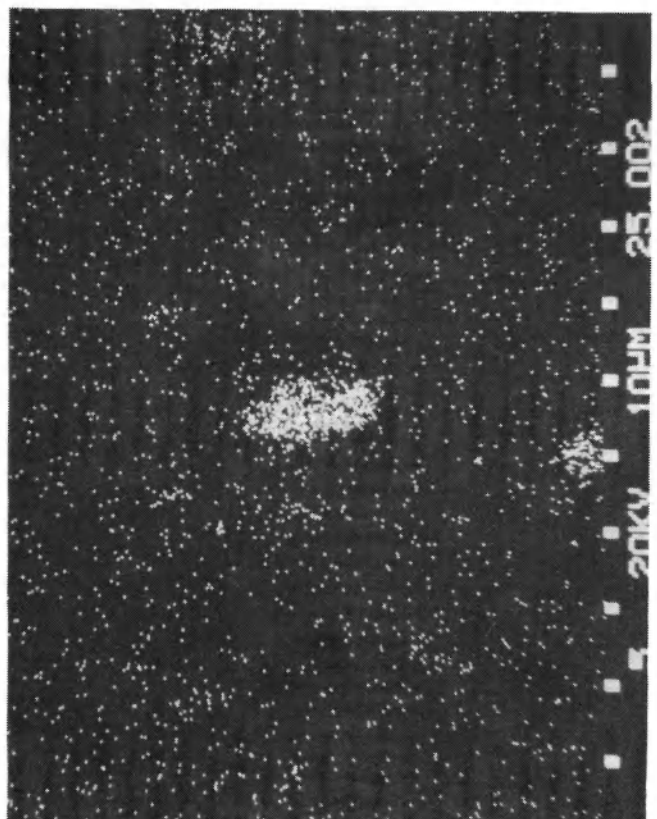
2



3



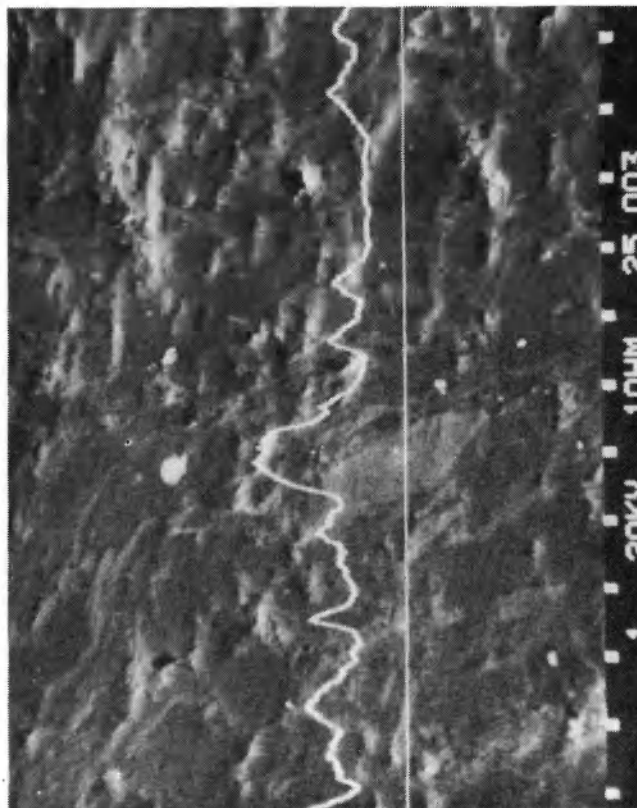
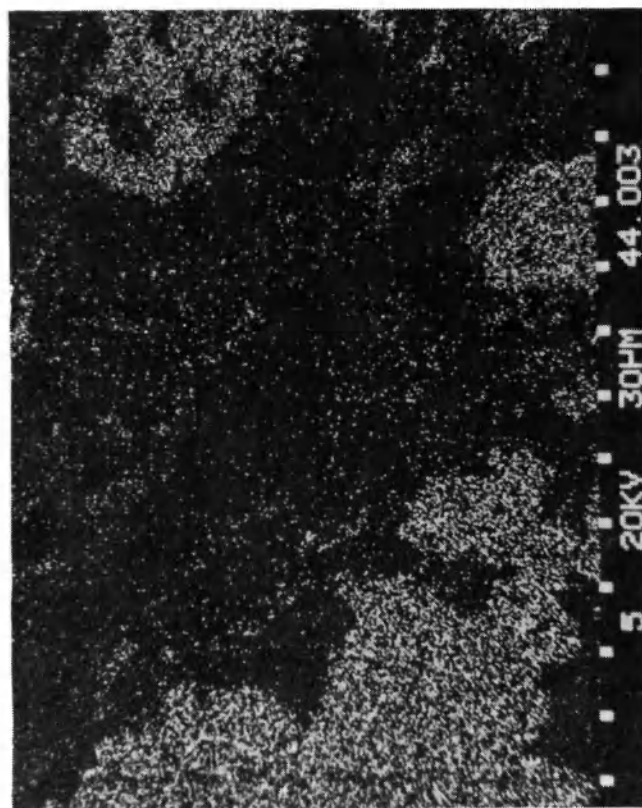
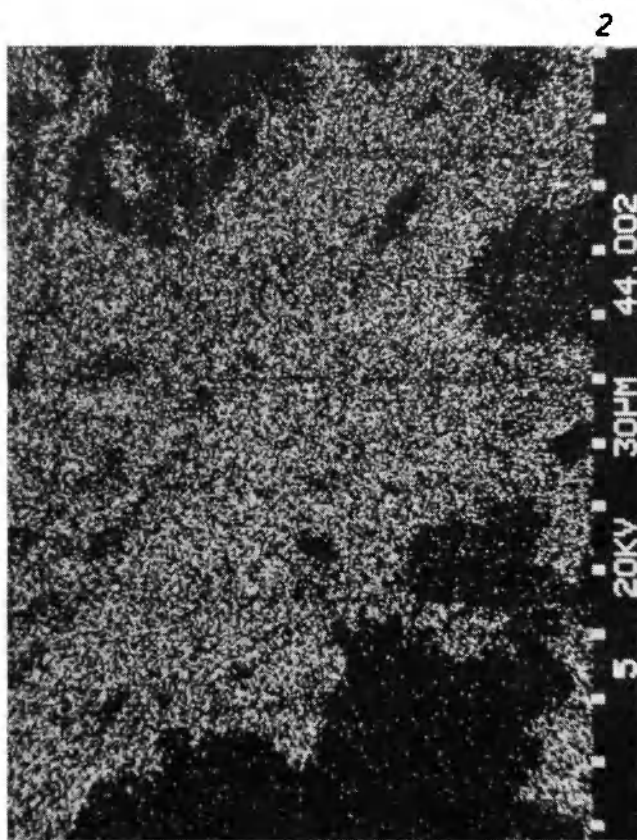
4



Włodzimirz ŁAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.

PLANSZA XIX – PLATE XIX

1. Mikroanaliza rentgenowska biomikrudytu z Jugowa. Pow. $320 \times$
SEM micrograph of biomicrudite from Jugów. Magn. $\times 320$
2. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia wapnia w obszarze z 1. Pow. $320 \times$
X-ray scanning image of Ca distribution in the area as in 1. Magn. $\times 320$
3. Mapa powierzchniowego rozmieszczenia krzemu w obszarze z 1. Pow. $320 \times$
X-ray scanning image of Si distribution in the area as in 1. Magn. $\times 320$
4. Mikroanaliza rentgenowska mułowca szarogłazowego z Glinna. Liniowa zmiana koncentracji żelaza (szczególnie duże koncentracje pokrywają się ze strzępkami biotyту i chlorytów). Pow. $1000 \times$
SEM micrograph of greywacke mudstone from Glinno. Variation in Fe concentration. Significantly high Fe concentration is related to the flakes of chlorites and biotite. Magn. $\times 1000$



3

4

Włodzimierz IAPOT – Petrografia utworów karbonu Gór Sowich
Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts.