

Stanisław KOSZELA¹

PETROGENEZA MARMURÓW Z POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA (SUDETY)²

Petrogenesis of marbles from the south-eastern part of
Śnieżnik Metamorphic Massif (Sudetes)

Abstrakt. Wyniki badań terenowych wykazały, że skały węglanowe w formacji Stronia występują w zespołach od kilku do kilkunastu soczew rozprzestrzenionych na długości do kilku kilometrów. Pojedyncze soczewy mają miąższość do kilkudziesięciu i długość do kilkuset metrów. Mają one sedymentacyjną genezę i są przestrzennie związane głównie z asocjacją skał metawulkanicznych. Na podstawie badań petrograficznych i chemicznych, wśród skał formacji Stronia zawierających węglany wyróżniono: marmury, marmury z krzemianami i skały węglanowo-krzemianowe. Wśród nich wydzielono następujące litotypy: C – marmury kalcytowe: białe, grubo- lub średnio-blastyczne, o mikrostrukturach bezładnych, łuseczkowych; D – marmury dolomitowe: kremowe, drobnoblastyczne, laminowane; CD – marmury kalcytowo-dolomitowe: białokremowe, heteroblastyczne, laminowane; SC, SCD, SD – marmury kalcytowe, kalcytowo-dolomitowe i dolomitowe z krzemianami: białozielone, lub białobrazowe, heteroblastyczne, heterolitycznie laminowane, smużyste, soczewkowe; G – marmury i marmury z krzemianami zawierające grafit: ciemnoszare, grubo- lub średnio-blastyczne, heterolitycznie laminowane, smużyste, soczewkowe; CS – skały węglanowo-krzemianowe, petrograficznie zróżnicowane. W obrębie i na kontakcie ze skałami wulkanogenicznymi występują litotypy CS, SC i G; w stropie profilu skał węglanowych występują litotypy C, CD i D. Nieliczne, słabo zachowane kalcytowe relikty biogeniczne o cechach szkieletowych wskazują na paleozoiczny wiek i biogeniczną genezę przynajmniej części skał węglanowych formacji Stronia. Występowanie skał węglanowych w asocjacji metawulkanicznej, cechy petrograficzne litotypów i relikty struktur sedymentacyjnych: uławiczenie, laminacja, spływy sedymentacyjne (?), sugerują, że osady węglanowe były deponowane w środowisku płytkowodnym, w dużej odległości od krawędzi kontynentu, na obszarze z wyraźnym wpływem działalności wulkanicznej. Pozycja litotypów dolomitowych w profilu skał węglanowych i cechy

¹ Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geologii, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań

² Wpłynęło 20 czerwca 1994 r., przyjęto do druku w październiku 1996 r.

petrograficzne dolomitu wskazują na diagenetyczną dolomitację skał węglanowych formacji Stronia. Paragenazy mineralne, wyniki oznaczeń dekrepitometrycznych i wyniki geotermometru węglanowego świadczą o tym, że przeobrażenia skał węglanowych zachodziły w warunkach facji amfibolitowej w temperaturze około 500°C i przy ciśnieniu 5 kbar.

Key words: Carbonate rocks, metamorphic petrology, amphibolite facies, Variscides, Sudetes (Poland).

Abstract. In the Śnieżnik Metamorphic Massif (West Sudetes, Poland) carbonate rocks appear in the Stronie Formation. The results of field researches show that within the Stronie Formation they occur usually in some kilometres long arrays of lenses. Such individual lenses are a few to tens of meters thick and a few to hundreds of meters long. They are of sedimentary genesis and belong mainly to the metavolcanic association. Based on chemical and petrographical studies the following types of rocks with carbonates were distinguished: marbles, marbles with silicates and carbonate-silicate rocks. Further subdivision allows to discern several lithotypes of carbonate rocks: C – calcareous marbles: white, coarse and medium blastic, with homogeneous and flake microstructures; D – dolomite marbles: creamy, fine blastic, with lensoidal or laminated microstructures; CD – calcareous dolomite marbles: white creamy, heteroblastic, laminated; SC, SCD, SD – calcareous marbles, calcareous dolomite marble and dolomite marbles with silicates: white green or white brown, heteroblastic, with lensoidal or laminated heterolitic microstructures; G – graphite marbles and graphite marbles with silicates: light to dark gray, coarse to fine blastic, with lensoidal or laminated heterolitic microstructures; CS – carbonate-silicate rocks: petrographically differentiated. The lithotypes CS, SC and G occur within and at the contact with volcanogenic rocks; the lithotypes C, CD and D are present at the top of carbonate rocks profile. A few badly preserved calcitic bioclasts point to Paleozoic age and biogenic origin of a part of carbonate rocks from the Stronie Formation. The occurrence of carbonate rocks in metavolcanic association, the petrographic features of lithotypes and the relicts of sedimentary structures such as layering, lamination, and sedimentary flows (?) suggest, that the carbonate sediments have been deposited in a shallow water environment, far away from the continental margins, in the area of distinct volcanic activity. The position of dolomite lithotypes in the profile of carbonate rocks and petrographic features of dolomite point to diagenetic dolomitization. Mineral parageneses, dekrepitometric data and the results of the carbonate geothermometer indicate amphibolite facies metamorphism at temperature of ca 500°C and pressure of 5 kbar.

WSTEP

Skały węglanowe w metamorfiku Śnieżnika stanowią ogniwo litologiczne w formacji Stronia i w dotychczasowych badaniach metamorfiku Śnieżnika, z wyjątkiem nielicznych prac (np. Kuźniar 1960; Karwacki 1990), były traktowane marginesowo. Celem badań, prowadzonych w latach 1986–1991, była charakterystyka petrograficzna i odtworzenie genezy skał węglanowych z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika. Praca niniejsza zawiera wyniki badań tych skał, z uwzględnieniem warunków ich sedymentacji, diagenety i metamorfizmu. W pracy wykorzystano materiały z dokumentacji geologicznej złóż marmurów w Kletnie, Stroniu Śląskim i Rogóźnie oraz z pracy magisterskiej H. Kałkowskiej (1989). Przedstawione wyniki au-

torą nawiązują do tektonometamorficzej interpretacji metamorfiku Śnieżnika podanej przez Dona (Don *et al.* 1990).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

PETROGRAFIA

Kopuła orlicko-śnieżnicka (Pauk 1953, Don *et al.* 1990) jest najdalej na wschód wysuniętą jednostką geologiczną Sudetów Zachodnich. Rów Górnej Nysy dzieli tę jednostkę na metamorfik Gór Orlickich i Bystrzyckich (część zachodnia) oraz metamorfik Śnieżnika (część wschodnia, fig. 1). W metamorfiku Śnieżnika wyróżnia się łupkowe formacje Młynowca i Stronia oraz formacje gnejsów śnieżnickich i gieraltowskich (Don *et al.* 1990). Formacja Młynowca, o miąższości ponad 2000 m, zbudowana jest głównie z plagioklazowych paragnejsów z wkładkami amfibolitów i łupków łyszczykowych. Formacja Stronia, o miąższości około 5000 m, jest litologicznie bardziej urozmaicona. Zbudowana jest z łupków łyszczykowych i paragnejsów z wkładkami skał węglanowych, kwarcytów, łupków i kwarcytów grafitowych, a także skał metawulkanicznych – amfibolitów, łupków amfibolowych oraz metaryolitów. W spągu formacji Stronia występują jasne kwarcyty (Fischer 1935; Don, Dowidar 1988). Gnejsy śnieżnickie są skałami średnio- i gruboblastycznymi o składzie granitów. Charakteryzują się strukturami oczkowymi, mylonityczną laminacją i roddingową lineacją (Żelaźniewicz 1984). Gnejsy gieraltowskie są skałami drobnoblastycznymi o składzie leukokratycznych granitów wzbogaconych w potas. Skały te mają struktury laminowane i warstwowane, w wielu miejscach migmatytowe. Charakteryzują się postkinematyczną rekryształizacją i penetratywną lineacją biotytową (por. Smulikowski 1979, Don *et al.* 1990). Z gnejsami gieraltowskimi związane są wystąpienia granulitów i eklogitów (Kozłowski 1965, Smulikowski 1967, Bakun-Czubarow 1968, 1991, Smulikowski, Bakun-Czubarow 1973, Pouba *et al.* 1985, Don 1991, Dumicz 1991, Kryza 1991).

TEKTONIKA

W metamorfiku Śnieżnika wyróżnia się gnejsowe antyformy Międzygórza, Śnieżnika, Gieraltowa, Radochowa, Skrzyńki i Morawy oraz zbudowane z łupków synformy Siennej, Stronia, Łądka, Orłowca, Biellic (fig. 2). W jądrach antyform występują gnejsy gieraltowskie, które otoczone są przez gnejsy śnieżnickie (antyformy Międzygórza, Śnieżnika, Gieraltowa, Radochowa) lub przez skały formacji Stronia i Młynowca (antyformy Skrzyńki i Morawy). W południowej i północnej części metamorfiku Śnieżnika dominują kierunki tektoniczne N–S

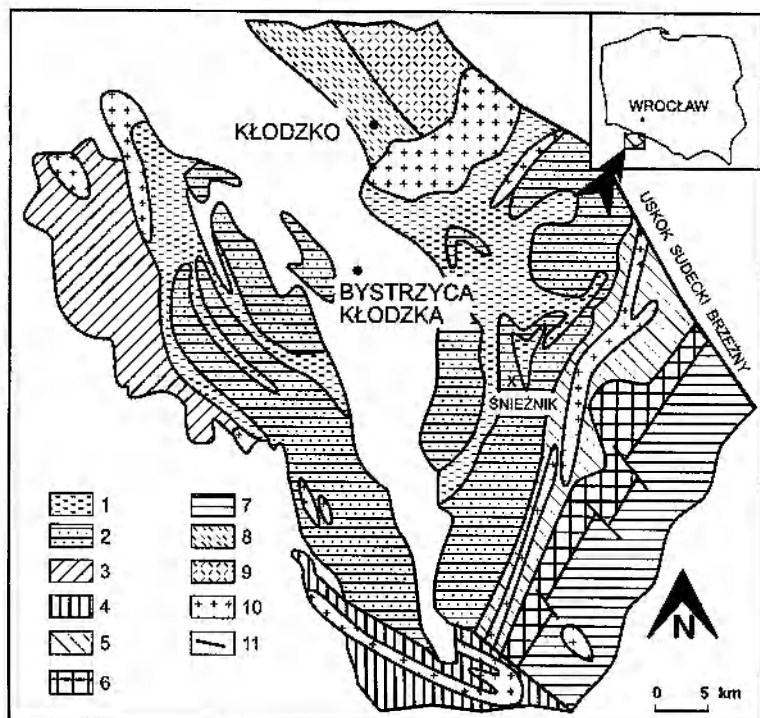


Fig. 1. Szkic geologiczny kopuły orlicko-śnieżnickiej (NE część Masywu Czeskiego) wg Dona *et al.* (1990), zmodyfikowany. 1 – grupa Młynowiec–Stronie; 2 – formacje gnejsowe; 3 – formacja z Nowego Miasta; 4 – formacja z Zabrzegu; 5 – formacja ze Starego Miasta; 6 – serie Brannej i V. Vrbna; 7 – gnejsy Keprnika; 8 – metamorfik Kłodzka; 9 – Góry Bardzkie; 10 – granity; 11 – uskoki

Geological sketch of the Orlica–Kłodzko Dome (NE part of the Bohemian Massif), modified after Don *et al.* (1990). 1 – Młynowiec–Stronie Group; 2 – gneiss formations; 3 – Nove Mesto Formation; 4 – Zabreh Formation; 5 – Stare Mesto Formation; 6 – Branna and V. Vrbno Series; 7 – Keprnik gneisses; 8 – Kłodzko metamorphic complex; 9 – Bardo Mts; 10 – granites; 11 – faults

(fałdy F2 wg Dona, Don *et al.* 1990), natomiast w części zachodniej dominują kierunki SE i E (fałdy F3, Don *l.c.*). Na obszarze wzgórz Krowiarek (NW część metamorfiku Śnieżnika) synformy Siennej, Stronia, Łądka i Orłowca łączą się, a kierunki fałdów zmieniają się tworząc tzw. wirgację Łądka (Teisseyre 1957, Don 1964). W antyformie Morawy i synformie Bielice dominują kierunki NNE–SSW, charakterystyczne dla Sudetów Wschodnich. Uskoki Stare Miasto–Kletno i Bielice–Stronie dzielą metamorfik Śnieżnika na bloki Gór Żółtych i Bialskich, Krowiarek oraz Śnieżnika. Z uskokiem Stare Miasto–Kletno związane jest występowanie mineralizacji Fe, F i U (Banaś 1963). W strefie tego uskoku występują skały osadowe określane jako “zlepieńce z Kletna” (Kasza 1964). Z uskokiem Bielice–Stronie, który prawdopodobnie sta-

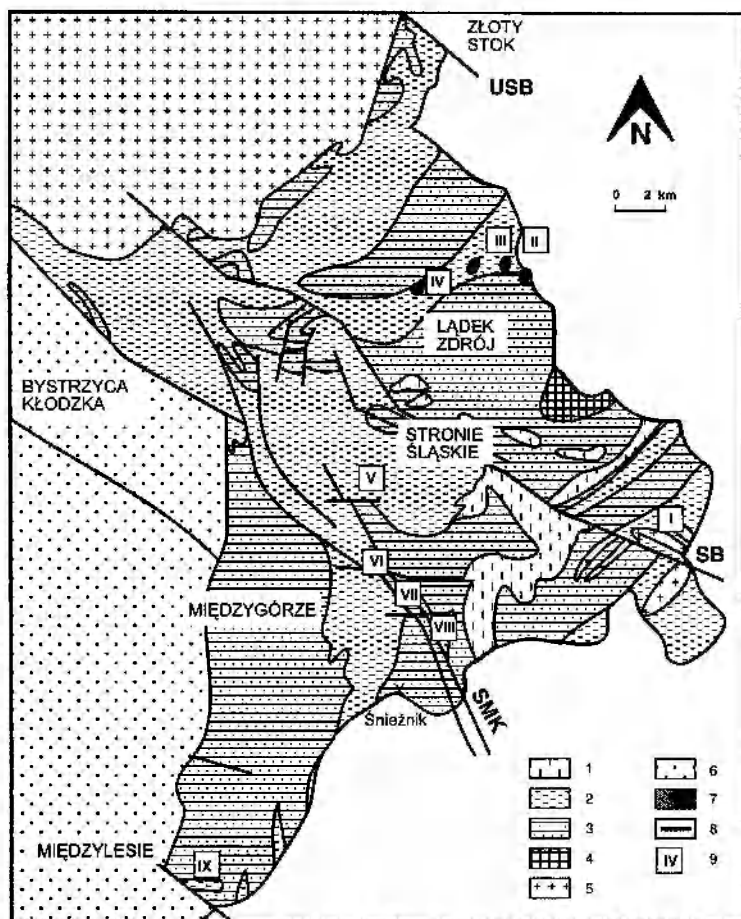


Fig. 2. Szkic geologiczny metamorfitu Śnieżnika (SMM) (wg Dona, 1991). 1 – formacja z Młynowca; 2 – formacja ze Stronia; 3 – gnejsy; 4 – granulity; 5 – granity (C/P); 6 – skały osadowe (K); 7 – bazalty (T/Q); 8 – uskoki: USB – uskoki sudecki brzeżny, SB – uskoki Stronie–Bielice, SMK – uskoki Stare Mesto–Kletno; 9 – lokalizacja wschodni skał węglanowych: I – Bielice, II – Travna–Zalesi, III – Lutynia, IV – Łądek Zdrój, V – Stronie–Rogóżka, VI – Janowa Góra, VII – Kletno, VIII – Kamienica, IX – Potoczek

Geological sketch of the Śnieżnik Metamorphic Massif (SMM) (after Don 1991). 1 – Młynowiec Formation; 2 – Stronie Formation; 3 – gneisses; 4 – granulites; 5 – granites (C/P); 6 – sedimentary rocks (K); 7 – basalt (T/Q); 8 – faults: USB – marginal Sudetic fault, SB – Stronie–Bielice fault, SMK – Stare Mesto–Kletno fault; 9 – locality of carbonate outcrops: I – Bielice, II – Travna–Zalesi, III – Lutynia, IV – Łądek Zdrój, V – Stronie–Rogóżka, VI – Janowa Góra, VII – Kletno, VIII – Kamienica, IX – Potoczek

nowi wschodnie przedłużenie uskoku śródsudeckiego (Don 1984), związane są wystąpienia amfibolitów, które są interpretowane jako alkaliczno-wapienne wulkanity łuków wysp (Wojciechowska 1986).

WIEK

Badania geologów niemieckich (Fischer 1935, Vangerow 1943, Bederke 1943) doprowadziły do powstania schematu litologiczno-stratygraficznego, zgodnie z którym skały formacji Młynowca są wieku archaicznego, gnejsy gierałtowskie są proterozoiczne, skały formacji Stronia reprezentują utwory algonku i kambru, a intruzja magmy śnieżnickiej nastąpiła w orogenezie kaledońskiej. W pracach powojennych przeważają poglądy o proterozoicznym (Oberc 1957, 1972, 1977, Smulikowski 1957) lub proterozoiczno-paleozoicznym (Teisseyre 1956) wieku formacji łupkowych. Nieliczne wyniki badań mikropaleontologicznych skał metamorfiku Śnieżnika są niejednoznaczne. Badania mikropaleontologiczne prowadzone w skałach formacji Stronia przez Gunię (Gunia 1974, 1976, 1984a, 1984b, Gunia, Wierzchołowski 1979) wskazują na wiek z przedziału wend-środkowy kambr, natomiast zespół Acritarcha, oznaczony przez Pacltową (Krause, Pacltova 1984) w łupkach grafitowych z synformy Łądko (Czechy), dokumentuje sylurski wiek skał formacji Stronia. Również oznaczenia izotopowe wieku skał metamorfiku Śnieżnika, wykonane przez różne zespoły badawcze, nie dają podstaw do jednoznacznej interpretacji (por. Bakun-Czubarow 1968, van Breemen *et al.* 1982, Liew, Hofinann 1988, Brueckner *et al.* 1989, Borkowska *et al.* 1990, Steltenpohl *et al.* 1991, Oliver *et al.* 1993).

**PRZEGLĄD POGLĄDÓW NA EWOLUCJĘ TEKTONOMETAMORFICZNA
SKAŁ METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA**

Już w 1912 roku E. Suess uznał, że strefa morawsko-śląska, w skład której wchodzi metamorfik Śnieżnika, ma budowę płaszczowinową. Pogląd ten nie stracił na aktualności i w latach późniejszych był uznawany przez wielu autorów (np. Bederke 1931, Pauk 1953, Teisseyre 1975, Oberc 1977).

Według interpretacji Fischera (1935), na podłożu zbudowanym ze skał łupkowych formacji Młynowca (archaik) i z migmatycznych gnejsów gierałtowskich (proterozoik) deponowane były w algonku i kambrze transgresywne osady formacji Stronia. W czasie orogenezy kaledońskiej nastąpił metamorfizm tych skał i syntektoniczna intruzja porfirowatych granitów, które następnie zostały dynamicznie przeobrażone w gnejsy śnieżnickie.

Vangerow (1943) wyróżnił w formacji Stronia część dolną – wieku algonckiego, z kwarcytami podstawowymi, amfibolitami i metaryolitami, oraz część górną (analogicznie do Gór Kaczawskich) – wieku kambryjskiego, ze skałami węglanowymi w spągu i wkładkami amfibolitów.

Ansilewski (1955, 1966), Oberc (1957) i Smulikowski (1957, 1979)

zakwestionowali obecność dwóch różnowiekowych formacji łupkowych. Według Smulikowskiego skały gnejsowe są produktem metasomatycznej granityzacji skał formacji Stronia. Zdaniem Ansilewskiego i Oberca zróżnicowanie litologiczne skał metamorfitu Śnieżnika jest wynikiem izochemicznego metamorfizmu skał o różnym składzie.

Oberc (1977) uważa, że kopuła orlicko-śnieżnicka stanowi fragment wczesnobajkalskiego tektogenu. Według tego autora pierwotne skały tej kopuły powstały w wyniku cyklicznej sedymentacji geosynklinalnej, a ich fałdowanie i metamorfizm miały miejsce w orogenezie assyntyjskiej. Ponadto Oberc (1957, 1972) jest zdania, że istnieją dwie różnowiekowe odmiany gnejsów gierałtowskich.

Według Dona (1964, 1982, Don *et al.* 1990) sedymentacja osadów grupy Młynowca – Stronia trwała od górnego proterozoiku do środkowego kambru. W czasie ruchów wczesnokaledońskich osady te zostały epizoidalnie zmetamorfizowane, a w końcu fazy sardyjskiej nastąpiła intruzja magmy śnieżnickiej. Zgnejsowanie granitu śnieżnickiego i mezozonalny metamorfizm miały miejsce w czasie ruchów późnokaledońskich, po dolnym dewonie. W tym czasie w strefach głębszych powstawały migmatyczne gnejsy gierałtowskie. Sedymentacja zlepieńców z Kletna zachodziła w górnym dewonie, a w dolnym karbonie nastąpił rozwój uskoków.

Zdaniem Dumicza (Dumicz 1979, Don *et al.* 1990) rozwój tektono-metamorficzny kopuły orlicko-śnieżnickiej odbył się w epoce waryscyjskiej. W cyklu wczesnowaryscyjskim w wyniku metamorfizmu progresywnego miała miejsce blasteza mikroklinowa, która doprowadziła do powstania starszych gnejsów gierałtowskich, oraz nastąpiła intruzja magmy śnieżnickiej. W cyklu młodszym doszło do zgnejsowania granitów śnieżnickich, powstały młodsze gnejsy gierałtowskie ze słabo rozwiniętym zgnejsowaniem, a następnie rozwijały się nasunięcia i procesy kataklazy.

Według Smulikowskiego (1979) ewolucja skał metamorfitu Śnieżnika miała charakter policykliczny i polimetamorficzny. Autor ten wyróżnił dwa etapy blastezy:

- w warunkach średniociśnieniowych i lokalnie w warunkach wysokociśnieniowych (eklogity i granulity);

- w warunkach wysokotemperaturowych i wysokociśnieniowych, z upłynnieniem i intruzją magmy granitowej.

Wojciechowska (1986) na podstawie danych geologicznych, wyróżnionych etapów deformacji (D) i generacji fałdów (F) przedstawiła następujący model rozwoju metamorfitu Śnieżnika:

570 Ma – sedymentacja pierwotnego materiału formacji Stronia, subsydencja basenu, migracja magmy bazaltowej;

382 Ma – D1 = F1: izochemiczny metamorfizm w warunkach facji amfibolitowej; D2 = F2: migracja magmy gabroidowej; D3 = F3: rekry-

stabilizacja biotyту;

335 Ma – węglanowa sedymentacja detrytyczna w okolicy Kłodzka; konsolidacja granitoidów jawornickich;

298 Ma – D4 = F4: konsolidacja granitoidów kłodzko-złotostockich;

262 Ma – koniec rozwoju kompleksu krystalicznego.

Borkowska i in. (1990) w modelu ewolucji metamorfiku Śnieżnika opartym na oznaczeniach izotopowych wyróżniają cztery etapy:

465 Ma – zmniejszenie grubości skorupy kontynentalnej, powstanie skorupy oceanicznej (?) pomiędzy dwiema domenami krystalnymi; intruzja granitu gieraltowskiego i wyniesienie granulitów;

~ 420 Ma – kolizja bloków kontynentalnych, metamorfizm eklogitowy, pierwsze zgnejsowanie granitu gieraltowskiego;

395 Ma – zgrubienie skorupy kontynentalnej, remobilizacja gnejsów gieraltowskich, budinaż i retrogresywny metamorfizm eklogitów (?), intruzja granitu śnieżnickiego;

335 Ma – procesy tektonometamorficzne orogenezy waryscyjskiej metamorfiku Śnieżnika, przeładowanie gnejsów śnieżnickich i gieraltowskich.

Jak wynika z powyższego przeglądu, pomimo licznych badań brak jest spójnego modelu ewolucji skał metamorfiku Śnieżnika.

SKAŁY WĘGLANOWE W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Dotychczasowe badania geologiczne skał węglanowych z metamorfiku Śnieżnika były prowadzone głównie w północno-zachodniej jego części. Badania Kuźniara (1960) prowadzone na obszarze wzgórz Krowiarek wykazały, że skały te występują w osiowych strefach synform i z wyjątkiem kalcytowych marmurów z okolic Ołdrzychowic reprezentują ten sam poziom stratygraficzny, zamykający cykl sedymentacyjny formacji Stronia. Zdaniem Dona (1964) w Krowiarkach istnieją dwa poziomy marmurów: starszy – dolomitowy i młodszy – kalcytowy, rozdzielone serią łupków łuszczkowych. Badania petrograficzne Witek (1976) prowadzone w skałach węglanowych ze złoża Romanowo i Wapniarka (NW Krowiarki) wykazały zróżnicowanie składu mineralnego skał węglanowych i występowanie nieostrych kontaktów pomiędzy marmurami i łupkami łuszczkowymi. Zdaniem Witek (*l.c.*) dolomitacja miała charakter wczesnodiagenetyczny i objęła osad węglanowy pozbawiony domieszek ilastych.

Skały węglanowo-krzemianowe z synformy Kamienicy i strefy złożowej Kletna–Janowej Góry były tematem badań Teisseyre'a (1959) i Banasia (1963). Teisseyre wśród skał występujących w synformie Kamienicy wyróżnił erlany epidotowe, erlany hornblendowe oraz marmury i skały przejściowe. Jego zdaniem skałami pierwotnymi były dolo-

imity margliste oraz margle ilaste i żelaziste, przeobrażone w wyniku metamorfizmu i metasomatozy. Banaś badając skały węglanowo-krzemianowe występujące w strefie złożowej Kletno–Janowa Góra uznał, że powstały one w wyniku kontaktowego oddziaływania magmy śnieżnickiej. Jego zdaniem skały węglanowo-krzemianowe powstały w wyniku rekrytalizacji i metasomatozy czystych osadów wapiennych, margli i łupków ilastych. Z obszaru metamorfiku Śnieżnika została opisana również skała węglanowo-krzemianowa ze skapolitem (Ansielski 1955).

Obszerne opracowanie geologiczne i petrograficzno-geochemiczne skał węglanowych (marmurów) z obszaru kopuły orlicko-śnieżnickiej przedstawił Karwacki (1990). Autor ten podał klasyfikację skał węglanowych, wyróżnił "typy marmurów" oraz "typy serii". W proponowanym modelu sedymentacji założył, że pierwotny materiał węglanowy marmurów kopuły orlicko-śnieżnickiej był deponowany na obszarze platformy szelfowej, która na przełomie proterozoiku i kambriu miała by istnieć wokół Masywu Czeskiego. Były to osady bariery węglanowej (m.in. marmury z obszaru Krowiarek i z okolicy Kletna) i osady redeponowane w postaci olistolitów (m.in. marmury z okolic Łądku, Lutyni, Bielicy). Proponowany przez Karwackiego model sedymentacji w świetle współczesnej literatury jest kontrowersyjny (np. Oberc 1987, Aleksandrowski 1990), a interpretacje petrogenetyczne dotyczące skał węglanowych nie znajdują potwierdzenia w świetle prezentowanych w niniejszej pracy wyników.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ WĘGLANOWYCH

SKŁAD CHEMICZNY SKAŁ

Najbardziej reprezentatywny zbiór analiz chemicznych skał węglanowych z obszaru wzgórz Krowiarek (NW część metamorfiku Śnieżnika) opublikował Kuźniar (1960). Zbiór ten, liczący 162 analizy, obejmuje skały węglanowe i węglanowo-krzemianowe: dolomitowe, kalcytowe, kalcytowo-dolomitowe. Analizy Kuźniara (*l.c.*), analizy opublikowane w pracach Teisseyre'a (1961), Banasia (1963), Smulikowskiego (1979), Kałkowskiej (1989), analizy z dokumentacji geologicznych oraz analizy autora wykonane w Pracowni Chemicznej Zakładu Mineralogii i Petrografii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (ZMiP ING UWr), łącznie ponad 400 analiz, zostały wykorzystane do klasyfikacji skał węglanowych występujących na całym obszarze metamorfiku Śnieżnika.

Na podstawie ilościowego zróżnicowania składu chemicznego (fig. 3) autor wyróżnił w metamorfiku Śnieżnika następujące grupy skał

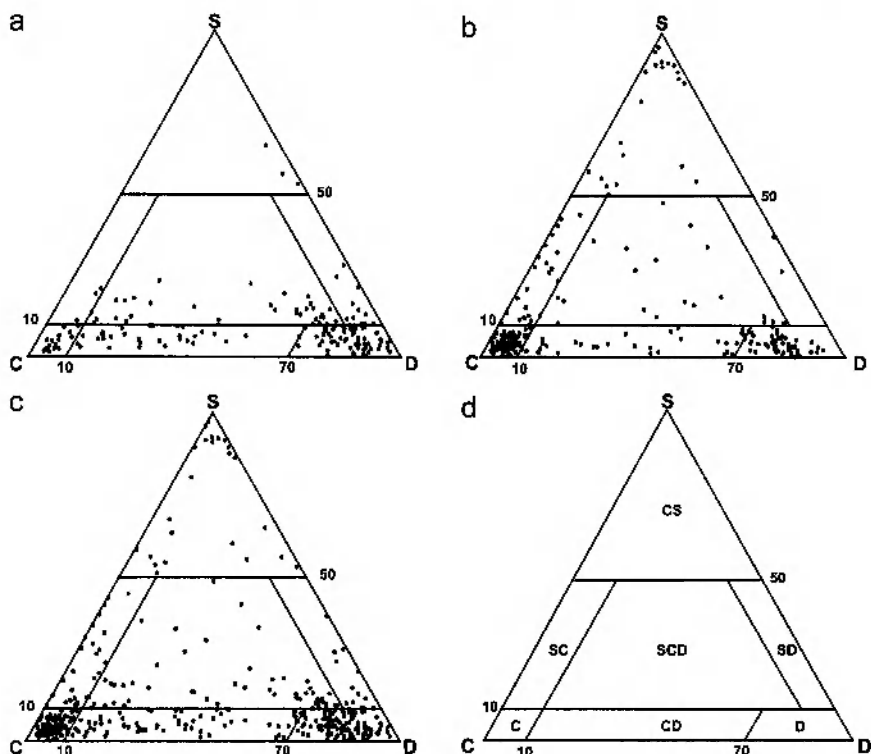


Fig. 3. Klasyfikacja skał węglanowych z metamorfiku Śnieżnika: **a)** Skały węglanowe z Krowiarek; **b)** Skały węglanowe z SE części SMM; **c)** Skały węglanowe z SMM; **d)** Litotypy skał węglanowych. Marmury: C – kalcytowe, CD – kalcytowo-dolomitowe, D – dolomitowe; marmury z krzemianami: SC – kalcytowe, SCD – kalcytowo-dolomitowe, SD – dolomitowe. CS – skały węglanowo-krzemianowe. Grafitowe marmury i marmury z krzemianami (G) nie zostały przedstawione na rysunku. S – część niewęglanowa, C – kalcyt, D – dolomit.

Classification of carbonate rocks from SMM: **a)** Carbonate rocks from Krowiarki; **b)** Carbonate rocks from SE part of SMM; **c)** Carbonate rocks from SMM (all); **d)** Lithotypes of the carbonate rocks. Marbles: C – calcite, CD – calcite-dolomite, D – dolomite; marbles with silicates: SC – calcite, SCD – calcite-dolomite, SD – dolomite, CS – carbonate-silicate rocks. Graphite marbles and graphite marbles with silicates (G) are not presented in the diagram. S – non carbonates, C – calcite, D – dolomite.

węglanowych:

- skały węglanowe $S < 10\%$
- skały węglanowe z krzemianami $10\% < S < 50\%$
- skały węglanowo-krzemianowe $S > 50\%$

W grupie skał węglanowych ($S < 10\%$) wyróżniono odmiany:

- kalcytowe Dol $< 10\%$
- dolomitowo-kalcytowe Cal $> Dol > 10\%$
- kalcytowo-dolomitowe Cal $< Dol < 70\%$
- dolomitowe Dol $> 70\%$

Wśród skał węglanowych z krzemianami ($10\% < S < 50\%$) wyróżniono odmiany:

- kalcytowe Dol $< 10\%$
- dolomitowo-kalcytowe Cal $> Dol > 10\%$
- kalcytowo-dolomitowe Dol $> Cal > 10\%$
- dolomitowe Cal $< 10\%$

Największa liczba punktów projekcyjnych analiz chemicznych w trójkącie SCD (fig. 3) koncentruje się w polu skał węglanowych ($S < 10\%$), co sugeruje, że pierwotne osady powstawały w węglanowych środowiskach sedymentacji. Obecność skał węglanowych z krzemianami i skał węglanowo-krzemianowych dowodzi, że istniały strefy przejściowe pomiędzy środowiskami sedymentacji węglanowej i krzemianowej, natomiast obecność skał kalcytowych wskazuje na to, że wśród osadów węglanowych istniały osady zbudowane wyłącznie z $CaCO_3$, tzn. z kalcytu lub aragonitu. Pod względem ilościowym wśród skał węglanowych i skał węglanowych z krzemianami wyraźnie dominują skały kalcytowe i dolomitowe; skały o składzie pośrednim, kalcytowo-dolomitowym, są nieliczne. Taki rozkład sugeruje, że dolomityzacja zachodziła głównie w całym osadzie, prowadząc do powstania skał dolomitowych, natomiast dolomityzacja prowadząca do powstania skał o składzie pośrednim miała znaczenie podrzędne. Charakterystyczne jest regionalne zróżnicowanie skał węglanowych z krzemianami. W Krowiarkach dominują odmiany dolomitowe, a brak jest odmian kalcytowych, natomiast w południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika występują zarówno kalcytowe, jak i dolomitowe skały węglanowe z krzemianami (fig. 3). Obecność tych ostatnich nie potwierdza sugestii Witek (1976), że dolomityzacja nie objęła osadów węglanowych z domieszką osadów ilastych.

PODZIAŁ PETROGRAFICZNY

Na podstawie składu chemicznego oraz makroskopowo dostrzeganego zróżnicowania cech petrograficznych, takich jak barwa, skład mineralny i struktura, w metamorfiku Śnieżnika wyróżniono następujące litotypy skał węglanowych (fig. 3):

- C – marmury kalcytowe
- CD – marmury kalcytowo-dolomitowe
- D – marmury dolomitowe
- SC – marmury kalcytowe z krzemianami
- SCD – marmury kalcytowo-dolomitowe z krzemianami
- SD – marmury dolomitowe z krzemianami
- G – grafitowe marmury i marmury z krzemianami
- CS – skały węglanowo-krzemianowe

Marmury kalcytowe (C) są białe lub jasnoszare, średnio- i grubob-

lastyczne. Skały te najczęściej mają dobrze wykształcone mikrostruktury granoblastyczne – bezładne i łuseczkowe; rzadziej spotykane są mikrostruktury deformacyjne: brekcjowa, porfiroklastyczna i mylonityczna. W składzie mineralnym obok dominującego kalcytu występują pojedyncze blaszki biotyту lub chlorytu, rzadziej muskowitu i drobne, okrągłe ziarenka kwarcu. Kalcyt wykształcony jest w postaci izometrycznych, poligonalnych blastów o średnicy 0,5–3 mm. Granice blastów są na ogół proste i często schodzą się pod kątem ok. 120° tworząc tzw. punkty potrójne (pl. I, 1). W skałach zdeformowanych granice blastów kalcytu są zatokowe, a prążki zbliżniaczeń i ślady łupliwości powyginane. Z analiz mikrosondowych wynika, że w kalcycie występuje domieszka Mg w ilości do kilku procent wagowych MgO. Łyszczki oraz chloryt, o rozmiarach zbliżonych do blastów kalcytu, występują zarówno wzdłuż granic tych blastów, jak i wewnątrz nich. Pojedyncze, drobne (0,2–0,3 mm) ziarenka kwarcu są bezładnie ułożone względem blastów kalcytu. Niekiedy kwarc występuje w soczewkowych, mozaikowych agregatach do kilku milimetrów grubości.

Marmury dolomitowe (D) wykazują barwy kremowe i jasnoszare, na powierzchniach zwietrzałych żółtobrunatne (pl. I, 2). Mikrostruktury są drobnoblastyczne, grano- i lepidogranoblastyczne, kierunkowe. Kierunkowość struktur jest wyrażona przez uprzywilejowaną orientację rombów, auto- i hipautomorficznych blastów dolomitu oraz przez równoległe ułożenie agregatów ksenomorficznych blastów kalcytu i przez równoległe ułożenie blaszek muskowitu. W składzie mineralnym dominują dolomit oraz kalcyt (do 30%), w ilościach podrzędnych i śladowych występują kwarc, muskowit i minerały nieprzezroczyste. Blasty dolomitu, o wielkości rzędu 0,0X mm, są automorficzne względem kalcytu. Ten ostatni, wykształcony w postaci wydłużonych zgodnie z mikrostrukturą skały blastów o długości do kilku milimetrów, występuje pojedynczo lub w soczewkowatych, laminopodobnych skupieniach. Kwarc częściej niż w marmurach kalcytowych występuje w soczewkowych agregatach i ma zatokowe granice. Muskowit pojawia się w pojedynczych blaszkach, a minerały nieprzezroczyste tworzą niewidoczny makroskopowo, rozproszony pigment.

Drobnoblastyczne wykształcenie dolomitu i nieznaczna, lecz zauważalna różnica w zabarwieniu skał są podstawową cechą pozwalającą na makroskopowe odróżnienie skał dolomitowych od kalcytowych.

Marmury dolomitowo-kalcytowe i kalcytowo-dolomitowe (DC, CD) mają barwy biało-kremowe i białoszare i charakteryzują się heteroblastycznym wykształceniem (grubo- lub średnioblastyczny kalcyt i drobnoblastyczny dolomit – pl. II, 1). Skały te mają mikrostruktury kierunkowe: warstwowane, laminowane, soczewkowe i smużyste, zdefiniowane przez skupienia kalcytu lub dolomitu. Węglany i minerały krzemianowe są wykształcone w nich podobnie jak w odmianach do-

lomitowych (D) i kalcytowych (C).

Marmury z krzemianami (SC, SCD, SD) mają barwy pasiaste w różnych odcieniach; pospolite są barwy biało-zielone (związane z obecnością chlorytów oraz minerałów z grupy epidotu i amfiboli) i biało-brązowe (biotyt) (pl. II, 2). W skałach tych dominują mikrostruktury lepidogranoblastyczne, kierunkowe: smużyste, soczewkowe, laminowane. Mikrostruktury te są wyrażone przez barwne skupienia minerałów krzemianowych. W marmurach z przewagą kalcytu (SC) są to głównie: biotyt (chloryt), epidot, amfibol, kwarc oraz występujące w ilościach śladowych tytanit i minerały nieprzezroczyste; w marmurach z przewagą dolomitu (SD) – muskowit, kwarc oraz minerały nieprzezroczyste. Charakterystyczne jest to, że w marmurach kalcytowo-dolomitowych (SCD) dolomit skupia się wzdłuż smug (lamin itp.) krzemianowych.

Grafitowe marmury i marmury z krzemianami (G) charakteryzują się ciemnoszarą barwą spowodowaną obecnością pigmentu grafitowego (pl. III, 1). Skład chemiczny i mineralny tych skał (z wyjątkiem obecności grafitu) oraz ich cechy mikrostrukturalne nie różnią ich od odpowiednich litotypów nie zawierających grafitu.

Skały węglanowo-krzemianowe (CS) są na ogół zielone i zielonoszare, rzadziej brązowe. Są to skały silnie zróżnicowane pod względem składu mineralnego i cech strukturalnych (por. Teisseyre 1959, Banaś 1963). W składzie mineralnym oprócz minerałów obecnych w marmurach z krzemianami charakterystyczny jest piroksen (diopsyd), który występuje bądź w postaci dużych blastów, bądź w postaci wrostków w amfibolach. Piroksen, amfibole i biotyt często są schlorytyzowane.

RELIKTY STRUKTUR DEPOZYCYJNYCH I BIOGENICZNYCH

Uławicenie

Marmury i marmury z krzemianami z przewagą kalcytu nad dolomitem oraz skały węglanowo-krzemianowe (litotypy C, CD, SC, CS) są wyraźnie uławiczone, o miąższości ławic 1–2 m. Uławiczenie często podkreślone jest cienkimi (do kilku centymetrów grubości) wkładkami skał krzemianowych. Skały z przewagą dolomitu nad kalcytem (litotypy D, SCD, SD) nie są uławiczone lub są uławiczone niewyraźnie. Miąższość ławic w tych marmurach jest mniejsza niż w poprzednich i dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów.

Brak uławiczenia w skałach dolomitowych jest prawdopodobnie wynikiem dolomityzacji, która, powodując wyraźną redukcję objętości osadu (por. np. Moore 1989), doprowadziła również do zatarcia pierwotnych granic ławic. Uławiczenie obserwowane obecnie w skałach węglanowych formacji Stronia ma genezę złożoną i powstało prawdopodobnie w wyniku nałożenia się nieciągłości diagenetycznych i meta-

morficznych na nieciągłości depozycyjne.

Laminacja

W skałach węglanowych metamorfiku Śnieżnika występuje laminacja węglanowa (laminacja kalcytowo-dolomitowa LCD – pl. III, 2; pl. IV, 1) i laminacja węglanowo-krzemianowa (laminacja LCS, LCDS, LDS) (por. pl. II, 2). Grubość lamin jest rzędu kilku do kilkunastu milimetrów, a granice między laminami są na ogół nieostre. Laminacja jest zgodna z uławiceniem.

Witek (1976) uważa, że w skałach węglanowych metamorfiku Śnieżnika “laminację metamorficzną wyznaczają pierwotne płaszczyny sedymentacyjnego warstwowania”.

Pierwotna, depozycyjna laminacja w skałach węglanowych może być wykształcona jako laminacja węglanowo-krzemianowa lub jako laminacja kalcytowo-dolomitowa. Laminowane osady węglanowo-krzemianowe są charakterystyczne dla facji basenowych i mogą powstać np. na granicy środowisk sedymentacji węglanowej i krzemianowej, w wyniku naprzemianległej depozycji osadu węglanowego i krzemianowego. Pierwotna laminacja węglanowa (LCD) mogła powstać w wyniku sedymentacji zróżnicowanego, np. pod względem składu chemicznego, rodzaju, wielkości składników lub porowatości, osadu węglanowego i selektywnej, diagenetycznej dolomityzacji. Laminacja LCDS i LDS mogła powstać w wyniku częściowej lub całkowitej dolomityzacji pierwotnych, laminowanych osadów CS.

Skład mineralny i sposób wykształcenia laminacji typu LCD, LCDS, LCS, LDS w niektórych skałach węglanowych formacji Stronia sugerują, że mogła ona powstać w wyniku biosedymentacyjnej działalności glonów. Biosedymentacyjna laminacja glonowa powstaje w środowisku płytkowodnym i pod względem składu mineralnego może być różnie wykształcona. Diagenetyczna rekrytalizacja struktur glonowych zbudowanych z kalcytu magnezowego może prowadzić do wykształcenia laminacji kalcytowo-dolomitowej (LCD). W środowiskach z niewielkim wpływem sedymentacji krzemianowej, głównie o charakterze ilastym, powstają struktury glonowe (stromatolitowe) zbudowane z lamin węglanowych i kwarcowo-ilastych (por. Bathurst 1971).

W skałach krzemianowych formacji Stronia występuje laminacja, która mogła powstać w wyniku dyferencjacji metamorficznej; prawdopodobnie proces ten obejmował również skały węglanowe. Można więc przypuszczać, że laminacja w skałach węglanowych metamorfiku Śnieżnika ma złożoną, sedymentacyjno-diagenetyczno-metamorficzną genezę.

Sedymentacyjne struktury deformacyjne

W laminowanych marmurach CS i CDS na Krzyżniku i w Rogóźnie,

w dobrze wyodrębnionych warstwach o miąższości 20–50 cm występują strefy o długości kilkudziesięciu centymetrów, o wyraźnie zaburzonej, nieregularnie zafałdowanej laminacji. W marmurach ze wzgórze Krzyżnik struktury takie występują nieregularnie w obrębie warstwy o wyraźnym spągu i stropie, zalegającej wśród warstw nie zaburzonych; podobne struktury były obserwowane w blokach w kamieniołomie w Rogórze.

Nieregularność form i występowanie tych struktur w obrębie wyraźnie ograniczonych nieciągłościami warstw sugerują raczej sedymentacyjną, a nie tektoniczną ich genezę. Struktury te mogły powstać np. w wyniku spływów słabo skonsolidowanego osadu. Na obecność struktur fałdowych pochodzenia nietektonicznego w skałach metamorfiku Śnieżnika zwrócił uwagę Cwojdzński (1982), interpretując niektóre fałdy tektoniczne najstarszej generacji jako fałdy spływowe, fałdy z ciągnięcia i fałdy obciążeniowe.

Pigment grafitowy

Marmury litotypu G (z grafitem) występują w spągu serii węglanowej, w obrębie i na kontakcie ze skałami wulkanogenicznymi (synforma Łądka) lub w otoczeniu skał metaosadowych, gdzie faćjalnie zazębiają się z łupkami grafitowymi (synforma Stronia, okolice Kątów Bystrzyckich). Grafit występujący w litotypie G w postaci ciemnego pigmentu jest najprawdopodobniej rezultatem przeobrażenia węgla biogenicznego.

Struktury o cechach szkieletowych

W próbkach skał węglanowych z Kletna i z Rogózki stwierdzono struktury biogeniczne o cechach szkieletowych. Struktury te, rozpoznane w preparatach mikroskopowych, występują w skałach z Kletna w drobnoblastycznym litotypie D. Jedna z nich ma kształt wydłużony, prostokątny (pl. IV, 2) i zbudowana jest z pryzmatycznych kryształów kalcytu. W tym samym preparacie występuje i inna struktura, również zbudowana z kalcytu, wydłużona, w jednym końcu o kształcie regularnie półkolistym z widoczną koncentryczną budową (pl. V, 1). Struktury stwierdzone w próbkach z Rogózki występują w litotypie C i są zbudowane również z kalcytu. Przekroje tych struktur są okrągłe i – podobnie jak reliktury z Kletna – mają budowę koncentryczną (pl. V, 2; pl. VI, 1). Pierwotne struktury, prawdopodobnie o kształcie walca lub stożka o niewielkiej zbieżności, masywne lub z otworem, mogły mieć budowę wielowarstwową i koncentryczną. Biogeniczne pochodzenie tych form nie budzi zdaniem autora wątpliwości, natomiast przynależność do określonej grupy systematycznej, ze względu na stan ich zachowania, jest trudna do ustalenia.

PARAGENEZY MINERALNE

Do określenia składu mineralnego wykorzystano obserwacje mikroskopowe, analizy chemizmu minerałów w mikroobszarze (ponad 120 analiz ilościowych i półilościowych, głównie węglanów) wykonane na aparacie Cameca w Uniwersytecie Clermont-Ferrand II i na aparacie Jeol w Uniwersytecie Moskiewskim oraz oznaczenia rentgenowskie metodą DSH na aparacie DRON2 i oznaczenia derywatograficzne (kilka analiz) na aparacie Derivatograph Q 1500 D wykonane w ZMiP ING UWr.

W marmurach kalcytowych (C) oraz w marmurach kalcytowych z krzemianami (SC) występuje parageneza Cal+ Qtz+ Bt (Phl?) (\pm Ep, Cam, Spn, Chl, Opq).³ W marmurach dolomitowych (D) i marmurach dolomitowych z krzemianami (SD) charakterystyczna jest parageneza Dol+Qtz+Ms. W grafitowych marmurach i marmurach z krzemianami (G) dodatkowo, w ilościach śladowych, pojawia się grafit. W skałach węglanowo-krzemianowych (CS) charakterystyczne są paragenezy (por. Teisseyre 1961, Banaś 1963) z udziałem Cal+Cam+Ep+Zo+Cpx(Di?) (\pm Qtz, Bt, Chl, Grt, Sp, Dol, Opq) (pl. VI, 2; pl. VII, 1).

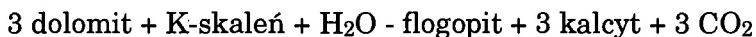
Węglanowe składniki współczesnych osadów węglanowych zbudowane są z kalcytu, aragonitu, kalcytu magnezowego lub protodolomitu. W wyniku zmian, które zachodzą w osadzie węglanowym w okresie diagenety (por. Bathurst 1971), głównymi, stabilnymi składnikami osadowych skał węglanowych są kalcyt i dolomit (Lippmann 1973). Jak wykazują badania eksperymentalne (Graf, Goldsmith 1955; Goldsmith, Heard 1961; Goldsmith, Newton 1969), w kalcycie metamorficznym może występować izomorficzna domieszka Mg, której ilość jest funkcją temperatury. Kalcyt i dolomit są stabilne w szerokim zakresie temperatury, aż do temperatur powyżej 800°C, w których obie fazy ulegają dysocjacji. Występowanie paragenezy Cal + Qtz w skałach węglanowych formacji Stronia wskazuje na metamorfizm przy niskim ciśnieniu fluidu CO₂ (por. np. Winkler 1979).

Kwarc występujący w postaci drobnych, pojedynczych ziarn jest prawdopodobnie pierwotnym, allogenicznym składnikiem osadów węglanowych formacji Stronia. Soczewkowe agregaty ziarn kwarcu mogły powstać zarówno na etapie diagenety (por. Barzyk 1992), jak i w wyniku reakcji metamorficznych. Kwarc soczewkowy i żyłowy występujący w skałach węglanowych w okolicach Kletna, któremu towarzyszą talk i minerały z grupy serpentynu, jest prawdopodobnie pochodzenia hydrotermalnego.

Muskowit występujący w skałach węglanowych formacji Stronia

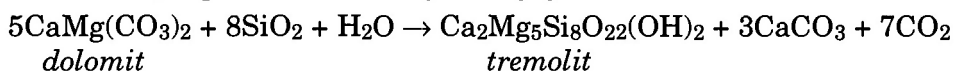
³ Symbole minerałów wg Kretza (1983)

powstał prawdopodobnie w wyniku rekrystalizacji illitu (por. Suk 1983), biotyt (flogopit) mógł powstać na przykład w wyniku reakcji (por. Ferry 1976, Guidotti 1984):

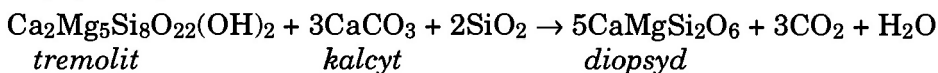


natomiast chloryt powstał prawdopodobnie w czasie retrogresji w warunkach facji zieleńcowej.

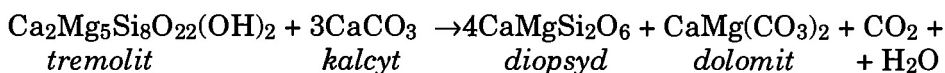
Krzemiany Ca-Mg stwierdzone w skałach węglanowych metamorfiku Śnieżnika (minerały z grupy epidotu, amfiboli, piroksenów i inne) powstały najprawdopodobniej w wyniku reakcji pomiędzy węglanami i kwarcem oraz węglanami i krzemianami w procesie metamorficznym. W wyższych temperaturach facji amfibolitowej dolomit reaguje z kwarcem, a produktem takiej reakcji jest tremolit:



Pirokseny w skałach węglanowych powstają m.in. w wyniku reakcji podanych za Turnerem (1980):



lub



Badania eksperymentalne tych reakcji (Slaughter *et al.* 1975) sugerują, że przy ciśnieniu 5 kbar diopsyd powstaje w temperaturze około 650°C, co odpowiada górnemu zakresowi facji amfibolitowej. Obserwowane w skałach węglanowych formacji Stronia relikty piroksenów w amfibolach (np. w skałach węglanowo-krzemianowych z synformy Kamienicy) oraz schlorytyzowane pirokseny, amfibole i biotyt wskazują na to, że w skałach tych zachodziły reakcje retrogresywne.

Minerały rudne występujące w skałach węglanowych mogły powstać w wyniku procesów metamorficznych lub/i hydrotermalnych. Zdaniem Voita (inf. ustna), siarczkowa mineralizacja rudna (Cu, Zn, Pb) występująca w szarych grafitowych marmurach z okolic Zalesi (synforma Łądka, Czechy), prawdopodobnie obecna również w marmurach występujących po polskiej stronie synformy Łądka, ma pierwotną, syngedymencyjną genezę.

Grafit występujący w marmurach litotypu G jest reliktem pierwotnej substancji organicznej, a jego obecność sugeruje biogeniczną genezę tych skał. Pierwotna substancja organiczna występująca w skałach osadowych ulega w warunkach diagenety karbonizacji, a w warunkach metamorficznych rekrystalizacji. Z badań Kwiecińskiej (1980) wynika, że substancja organiczna ze skał formacji Stronia wykazuje cechy substancji przeobrażonej w warunkach facji amfibolitowej i jest

kryptokrystalicznym grafitem.

DEKREPITOMETRIA

Oznaczenia dekrepitometryczne wykonano na aparacie konstrukcji radzieckiej w Moskiewskim Instytucie Geologiczno-Poszukiwawczym. Próbkę marmurów różnych litotypów i z różnych wystąpień, o masie ok. 1g, rozdrobnione do frakcji 0,2–0,63 mm, były badane w temperaturze od 100 do 650°C.

Podobny rozkład maksimumów temperatur dekrepitacji dla wszystkich badanych próbek, niezależnie od zróżnicowania regionalnego i litologicznego, sugeruje podobną genezę zarejestrowanych inkluzji. Pierwsze maksimum dla większości próbek pojawia się w postaci niewielkiego piku w temperaturze około 530°C; drugie, bardzo wyraźne, szerokie maksimum występuje w zakresie 400–450°C; trzecie, niewielkie maksimum pojawia się dość regularnie w temperaturze około 210–240°C (fig. 4).

GEOTERMOMETR WĘGLANOWY (KALCYTOWO-DOLOMITOWY)

Geotermometr węglanowy oparty na zależności pomiędzy temperaturą a zawartością molekularną $MgCO_3$ w strukturze kalcytu ($XMgCal$), który jest w równowadze z dolomitem, był i jest z powodzeniem wykorzystywany do określania temperatur metamorfizmu regionalnego oraz kontaktowego. Jak wynika z dotychczasowych badań, najlepsza zgodność między temperaturami określonymi za pomocą geotermometrów krzemianowych i węglanowego istnieje w zakresie od facji zieleńcowej do amfibolitowej. Ze względu na retrogresywne zmiany zachodzące w składzie kalcytu interpretacja wyników geotermometru węglanowego nie zawsze jest jednoznaczna (patrz Essene 1983).

Jak wynika z danych eksperymentalnych (Essene *l.c.*), wpływ ciśnienia na geotermometr węglanowy jest nieznaczny, a obliczenia stosuje się dla przybliżonych wartości P . Do określenia temperatury metamorfizmu badanych skał węglanowych wykorzystano algebraiczną formułę geotermometru, zaproponowaną przez Bickle'a i Powella (1977). W obliczeniach przyjęto wartość ciśnienia $P = 5000$ bar, oszacowaną na podstawie paragenez mineralnych ze skał krzemianowych formacji Stronia (dysten, syllimanit, staurolit) (Smulikowski 1979). Analizy chemizmu pojedynczych ziarn kalcytu wykonane na mikrosondzie typu Cameca wykazały jedynie śladową zawartość Fe^{2+} , co pozwoliło na bezpośrednie wykorzystanie krzywej kalibracyjnej, bez konieczności uwzględniania poprawek (Powell *et al.* 1984).

Zawartość $MgCO_3$ w kalcycie z litotypu CD jest różna w różnych próbkach i osiąga maksymalnie 4,4% wag. w próbce z Kletna I oraz około 4,0% wag. w próbkach z Krzyżnika i z Rogóżki, co odpowiada

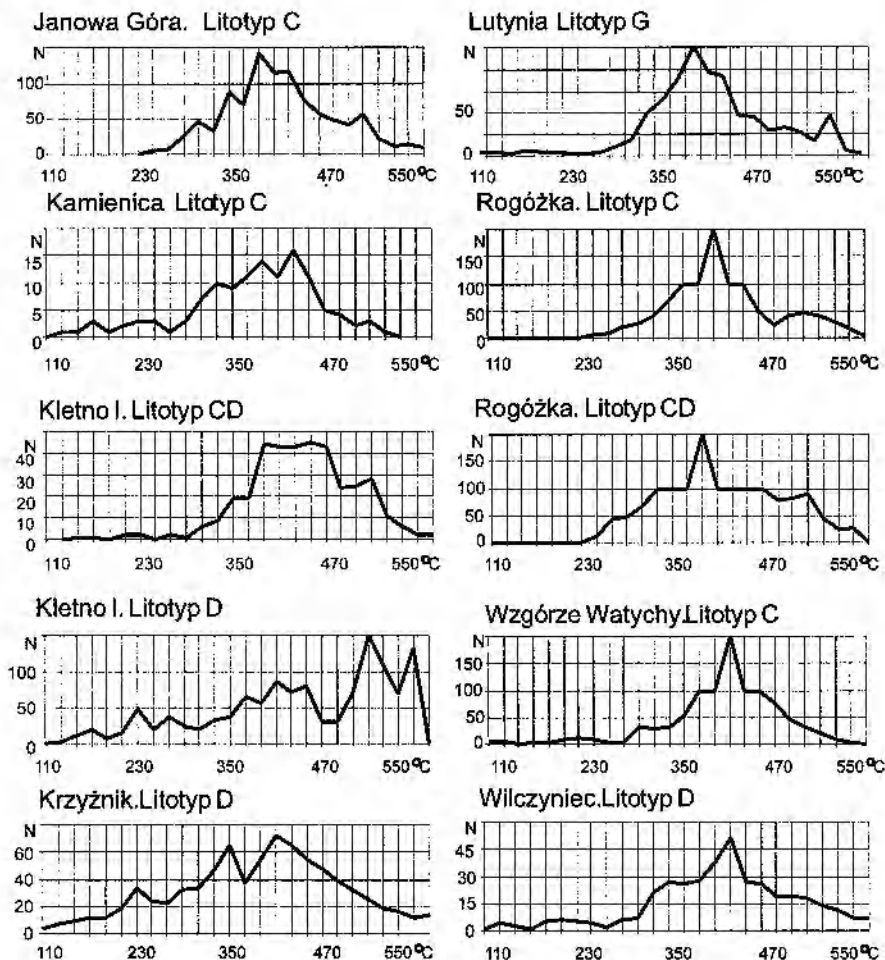


Fig. 4. Krzywe dekrepitacji próbek skał węglanowych z SMM; N – liczba efektów

Decrepitometric curves of the samples of carbonate rocks from SMM. N – number of effects

temperaturze ok. 500°C.

ROZPRZESTRZENIENIE SKAŁ WĘGLANOWYCH

SYNFORMA ŁĄDKA

Według mapy Finckha i Fischera (1938) skały formacji Stronia występujące pomiędzy gnejsowymi masywami Radochowa i Gierałtowa (synforma Łądką) tworzą synklinę obaloną ku SE. Zdaniem Oberca (1977) łupki krystaliczne w tej strefie mają formę antykliny i zapadają w kierunku NW, natomiast badania Dona (1988a) potwierdzają pogląd o synfomalnej pozycji skał formacji Stronia na tym obszarze. W ob-

razie kartograficznym skały węglanowe występują w północnej i w południowej części synformy Łądka, potwierdzając synklinalny charakter tej struktury. Szczególnie wyraźny, symetryczny względem osi synformy rozkład skał węglanowych jest widoczny w okolicach Travnej i Zalesi na mapie geologicznej Krausego (1983). Wschodnie skał węglanowych w synformie Łądka tworzą warstwy lub wydłużone soczewy o niewielkiej, słabo zróżnicowanej miąższości (do kilkunastu metrów) po stronie północnej w części polskiej lub zespoły soczew po stronie czeskiej.

Skały węglanowe w synformie Łądka odsłaniają się w kilku naturalnych odsłonięciach i nieczynnych kamieniołomach w okolicy Łądka i Lutyni oraz w okolicach Travnej i Zalesi (por. fig. 2, 5). W okolicach Łądka odsłaniają się kilkumetrowej miąższości skały węglanowe w obrębie łupków łyszczykowych i łupków kwarcowych z grafitem. Są to litotypy C, SC i CS, wyraźnie uławiczone, o miąższości ławic 0,5–1 m, miejscami do 3 m, z cienkimi wkładkami litotypu G. Ławice oddzielone są kilkucentymetrowymi wkładkami łupków łyszczykowych. Kontakty między litotypami oraz między skałami węglanowymi a krzemianowymi są nieostre.

Na N od Lutyni, w strefie przegubowej fałdu antyklinalnego odsłonięta jest kilkumetrowej miąższości warstwa marmurów litotypu G. Marmury mają barwę ciemnoszarą i nie wykazują uławiczenia. W ich obrębie występuje zbudinowana wkładka łupków amfibolowych o miąższości ok. 1 m. W górnej części skały węglanowe kontaktują ostro z łupkami amfibolowymi; poniżej marmurów występują warstwy łupków łyszczykowych i łupków amfibolowych z wkładkami do 30 cm miąższości łupków grafitowych.

Skały węglanowe z okolic Travnej tworzą soczewy o długości kilkadziesiąt i miąższości kilkunastu metrów, występujące w grubym, kilkadziesiątmetrowej miąższości pakiecie łupków amfibolowych. Liczne są również drobne soczewki i przewarstwienia skał węglanowych o miąższości do kilkadziesiąt centymetrów. Z obserwacji makroskopowych wynika, że w okolicach Travnej występują litotypy SC, C i lokalnie G. Kontakty marmurów z łupkami amfibolowymi są ostre.

W południowym skrzydle synformy Łądka, w okolicach Travnej i Zalesi, skały węglanowe występują w obrębie i w stropie pakietu skał amfibolowych. W okolicy Zalesi, w soczewach o miąższości kilkadziesiąt metrów występują przeławicające się litotypy C, SC, CS, z niewielkimi, soczewkowymi wkładkami litotypu G. Kontakty skał węglanowych z łupkami amfibolowymi są ostre, kontakty z łupkami łyszczykowymi (w stropie?) – nieostre.

SYNFORMA STRONIA

Synforma Stronia stanowi centralną część metamorfiku Śnieżnika i buduje środkową część bloku Krowiarek. Badania obejmowały wystąpienia skał węglanowych w południowej części tej synformy, w okolicy Krzyżnika i Rogózki i niewielkie pojedyncze wystąpienia w okolicy Kątów Bystrzyckich, Janowca (883 m n.p.m.) i Wilczyńca (877 m n.p.m.).

Okolice Krzyżnika i Rogózki

W omawianym obszarze (fig. 5) skały węglanowe są od lat eksploatowane. Tworzą one długi, do około 4 km ciąg wychodni od wzgórza Krzyżnik na wschodzie do Rogózki na zachodzie, gdzie gwałtownie urywają się w dolinie Konradki. Badania Watychy (1949), Oberca (1964) i Dona (1976) wykazały, że skały serii Stronia w okolicy Krzyżnika są intensywnie synklinalnie zafałdowane.

Na obszarze wzgórza Krzyżnik odsłonięte są dwie wyraźne, ciągle warstwy skał węglanowych o miąższości od kilku (górna) do kilkunastu metrów (dolna). Skały węglanowe warstwy górnej, po stronie NE, kontaktują z amfibolitami i łupkami łyszczykowymi; skały węglanowe warstwy dolnej, po stronie SW, kontaktują z łupkami łyszczykowymi i łupkami epidotowymi. Kontakty są nieostre. Warstwy skał węglanowych rozdzielone są pakietem łupków łyszczykowych o miąższości kilkunastu metrów. W obrębie pakietu występują soczewy i przewarstwienia skał węglanowych i amfibolitów o długości do kilku metrów i miąższości do 1 m. Niewielkie soczewy amfibolitów i skał węglanowych występują również poniżej dolnej warstwy, w obrębie łupków łyszczykowych. Skały węglanowe zbudowane są z litotypu C i podrzędnie, na kontaktach ze skałami krzemianowymi, z litotypu SC. Są one wyraźnie uławiczone, o miąższości ławic 1–1,5 m, i heterolitycznie laminowane. Niewielkie (do 1 m miąższości) soczewy skał węglanowych w obrębie wewnętrznego pakietu łupków oraz w obrębie łupków występujących poniżej dolnej ławicy mają cechy litotypu D lub DC. Skład chemiczny skał węglanowych z Krzyżnika w trójkącie SCD przedstawia figura 6.

Ławice marmurów ze wzgórza Krzyżnik kontynuują się po zachodniej stronie doliny Czarnej Wody, na południowych zboczach góry Chłopek i dalej w kierunku zachodnim, aż do Rogózki. W licznych, niewielkich, naturalnych i sztucznych odsłonięciach na południowych zboczach Chłopka występują w obrębie łupków łyszczykowych wydłużone soczewy skał węglanowych litotypu C i CD o miąższości do kilku metrów. Wystąpieniom skał węglanowych na tym obszarze towarzyszą amfibolity i łupki amfibolowe.

Na południowych zboczach góry Wapnisko koło Rogózki (fig. 5) odsłaniają się drobne soczewy i przewarstwienia skał węglanowych o

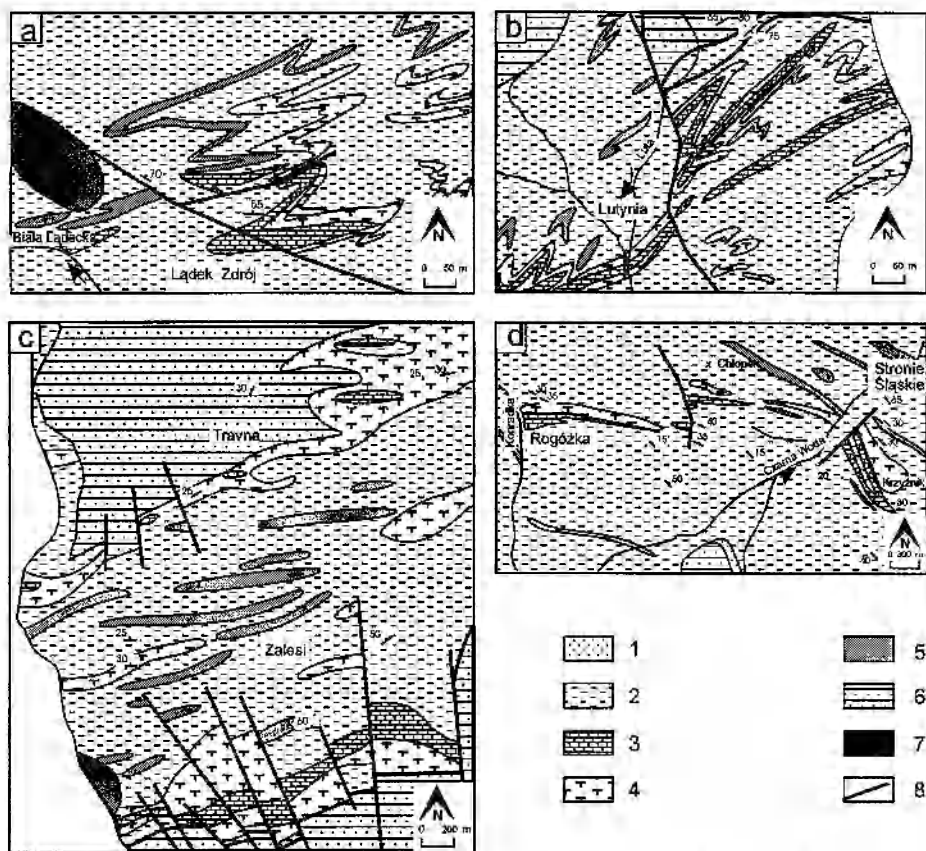


Fig. 5. Lokalizacja skal węglanowych w SMM. **a)** Szkic geologiczny okolic Łądka wg Finckha i Fischera (1938). **b)** Szkic geologiczny okolic Lutyni wg Finckha i Fischera (1938). **c)** Szkic geologiczny okolic Travnej i Zalesi wg Krausego (1983). **d)** Szkic geologiczny okolic Krzyżnika i Rogóżki wg Cwojdziańskiego (1981). 1 – kwarcyty; 2 – łupki łyszczykowe; 3 – skały węglanowe; 4 – amfibolity, łupki amfibolowe; 5 – łupki i kwarcyty grafitowe; 6 – gnejsy (nie rozdzielone); 7 – bazalty; 8 – uskoki

Location of carbonate rocks in the SMM. **a)** Geological sketch map of the Lądek area after Finckh & Fischer (1938). **b)** Geological sketch map of the Lutynia area after Finckh & Fischer (1938). **c)** Geological sketch map of the Travna–Zalesi area after Krause (1983). **d)** Geological sketch map of the Krzyżnik–Rogóżka area after Cwojdziański (1981). 1 – quartzites; 2 – mica schists; 3 – carbonate rocks; 4 – amphibolites, amphibole schists; 5 – graphite schists and quartzites; 6 – gneisses (not subdivided); 7 – basalts; 8 – faults

miąższości do 1 m. Skały węglanowe w tych wystąpieniach mają cechy litotypu C. Występują one w dolnej części pakietu zbudowanego z łupków amfibolowych, amfibolitów i metaryolitów (?).

Skały węglanowe w Rogóżce mają formę grubej soczewy o miąższości kilkudziesięciu metrów i długości ok. 200 m. Obecność kilkumetro-

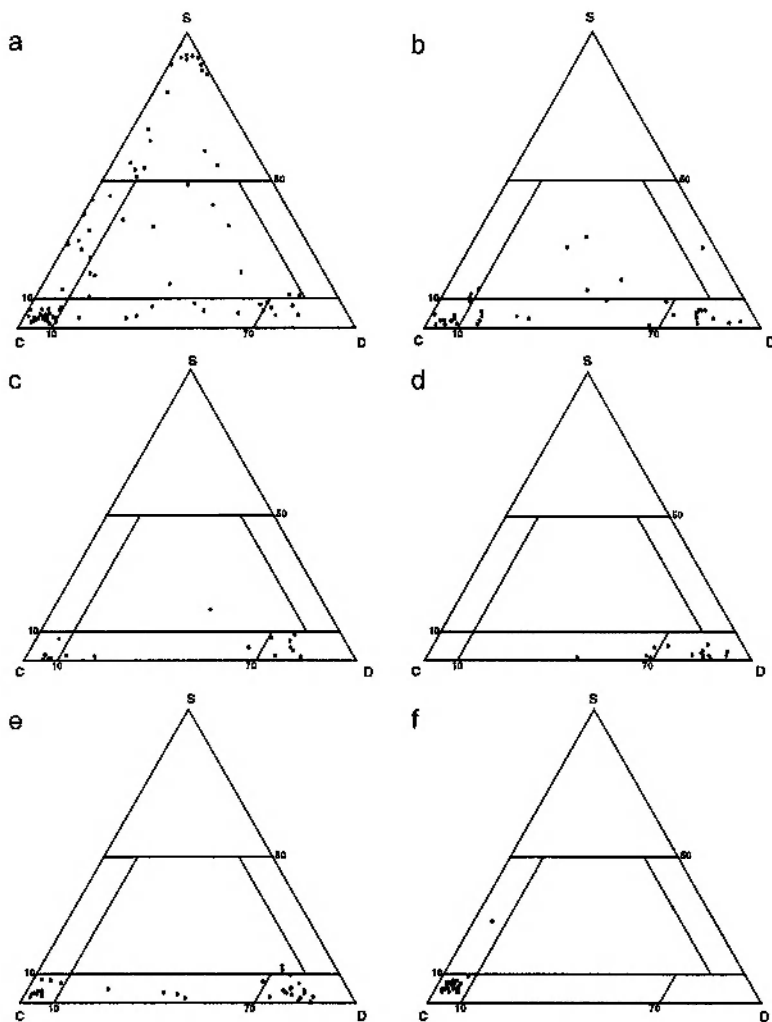


Fig. 6. Skąły węglanowe z SMM w projekcji SCD: **a)** Krzyżnik, **b)** Rogóźka, **c)** Kletno I, **d)** Kletno II, **e)** Kletno III, **f)** Kletno IV (porównaj fig. 5 i 7)

Carbonate rocks from the SMM in the SCD projection; **a)** Krzyżnik, **b)** Rogóźka, **c)** Kletno I, **d)** Kletno II, **e)** Kletno III, **f)** Kletno IV (compare fig. 5 and 7)

węj długości klina łupkowego w centralnej części soczewy i pomiary osi drobnych fałdów w jej części wschodniej sugerują, że seria skalna występuje w pozycji odwróconej (por. Cloos 1922), a soczewa skał węglanowych powstała prawdopodobnie w wyniku podwojenia miąższości w strefie osiowej dużego fałdu o kierunku W-E. W północno-zachodniej części wystąpienia skały węglanowe kontaktują prawdopodobnie ze wspomnianym wyżej pakietem łupków amfibolowych z amfibolitami i metaryolitami. W części wschodniej soczewy, na kontakcie z łupkami

łyszczycowymi występują uławiczone (ok. 1 m miąższości) marmury litotypu C; w kierunku środkowej części soczewy zaznacza się wzrost zawartości dolomitu. Centralna część soczewy zbudowana jest z nieregularnie zazębiających się litotypów C, CD i D. Kontakty pomiędzy litotypami są nieostre (Kałkowska 1989).

Kąty Bystrzyckie

Pomiędzy Stroniem Śląskim a Kątami Bystrzyckimi występuje niewielka, słabo odsłonięta, pojedyncza soczewa marmurów o długości kilkunastu (?) metrów i miąższości kilku metrów. Marmury występują w obrębie warstwy łupków grafitowych, które kontaktują z łupkami łyszczycowymi. Soczewa zbudowana jest z litotypu G. Kontakty skał węglanowych i łupków grafitowych są nieostre.

Janowa Góra

Soczewa skał węglanowych na północno-zachodnich zboczach Janowej Góry ma długość kilkudziesięciu metrów i miąższość około kilku metrów. Występuje ona w otoczeniu łupków łyszczycowych i drobnych soczewek skał amfibolitowych (por. Watycha 1949). Soczewa zbudowana jest z marmurów litotypu C z niewielkimi przewarstwieniami (kilkadziesiąt centymetrów) litotypu CD. W pakiecie łupków łyszczycowych, powyżej marmurów, występuje soczewa litotypu D o barwie jasnoszarej i miąższości 1 m. Kontakty skał węglanowych z otaczającymi łupkami są nieostre. Jak wynika z mapy Watychy (*l.c.*), wystąpienie skał węglanowych z Janowej Góry prawdopodobnie stanowi kontynuację wystąpień z okolic Krzyżnika.

Wilczyniec

Pojedyncza soczewa marmurów o miąższości kilku metrów w okolicy góry Wilczyniec na południe od Rogózki występuje w obrębie łupków łyszczycowych i jest zbudowana z marmurów litotypu D. Granice z łupkami są nieostre.

SYNFORMA SIENNEJ

Zdaniem Dona (1982) łupki serii Stronia tworzą w okolicy Siennej fałd synklinalny o asymetrii zachodniej i w porównaniu z otaczającymi je gnejsami antyklinalnych masywów Śnieżnika i Międzygórze są znacznie silniej zdeformowane. Skały węglanowe w synformie Siennej występują w strefie dyslokacyjnej Stare Miasto – Kletno oraz po zachodniej stronie tej strefy, w dolinie Kleśnicy.

Strefa dyslokacyjna Stare Miasto – Kletno

Strefa ta położona jest pomiędzy gnejsowym masywem Rudki i Młyńska na wschodzie a uskokiem Stare Miasto – Kletno w części za-

chodniej. Poprzeczny uskok Zawady–Puchaczówki dzieli ją na strefę złożową Kletna i strefę złożową Janowej Góry. Bardzo złe odsłonięcie terenu, pomimo licznych prac górniczych na tym obszarze, nie pozwala na prowadzenie szczegółowych obserwacji.

Strefa złożowa Janowej Góry obejmuje skały serii Stronia położone pomiędzy gnejsowymi strukturami Wzgórza Watychy i Rudki (fig. 7). Z opisu prac kartograficznych na tym terenie (Don 1988b) wynika, że w tej strefie oprócz łupków łuszczkowych występują amfibolity, skały węglanowo-krzemianowe (erlany), jasne marmury (C?) i łupki łuszczkowe z węglanami. Marmury w profilu tej strefy występują prawdopodobnie w stropie amfibolitów (Don, *l.c.*).

W północnej części masywu gnejsowego Rudki, w dolinie Czarnej Wody odsłaniają się dwa niewielkie wystąpienia skał węglanowo-krzemianowych (litotyp CS), które zdaniem Dona (1988b) stanowią resztki stropowej osłony intruzji granitów śnieżnickich, protolitów gnejsów.

Skały węglanowe (węglanowo-krzemianowe) ze strefy złożowej Kletna (fig. 7) zostały opisane przez Banasia (1963). W przyjętej w niniejszej pracy klasyfikacji są to skały litotypu CS. Z przeprowadzonych obserwacji terenowych wynika, że w tej strefie występują również litotypy C i SC.

Skały węglanowe, których wychodnie przylegają po stronie południowo-zachodniej do strefy dyslokacyjnej Stare Miasto – Kletno należą do synkliny Siennej (Don 1988b). Na tym obszarze występują głównie marmury litotypu C, z podrzędnymi wkładkami litotypu CD. Kontaktują one z łupkami łuszczkowymi (fig. 7).

Dolina Kleśnicy

Skały węglanowe w górnej części doliny Kleśnicy obejmują trzy wystąpienia, w których udokumentowane są złoża Kletno I-IV (fig. 7); złoża Kletno III i IV założone są w jednej wychodni. Skały te są załadowane w postaci izoklinalnych fałdów, obalonych w kierunku zachodnim. Zdaniem Dona (1982, 1989) łączą się one (pod łupkami łuszczkowymi południowo-zachodnich zboczy Śnieżnika) z wapieniami doliny Morawy (Czechy), a na północnym zachodzie z wapieniami w dolinie Czarnej Wody koło Siennej i Janowej Góry. Skały węglanowe w dolinie Kleśnicy poprzecinane są niezgodnie licznymi żyłami kwarcowymi o miąższości kilkunastu, rzadziej kilkudziesięciu centymetrów, które prawdopodobnie są związane ze strefą dyslokacyjną Stare Miasto – Kletno.

Kletno I. Skały węglanowe złoża Kletno I tworzą soczewę o miąższości około 40 m i odsłaniają się na długości około 100 m. Geometryczna forma wychodni jest prawdopodobnie wynikiem podwojenia miąższości warstw w strefie osiowej fałdu antyklinalnego. Skały węglanowe występują w obrębie łupków łuszczkowych. W części wschod-

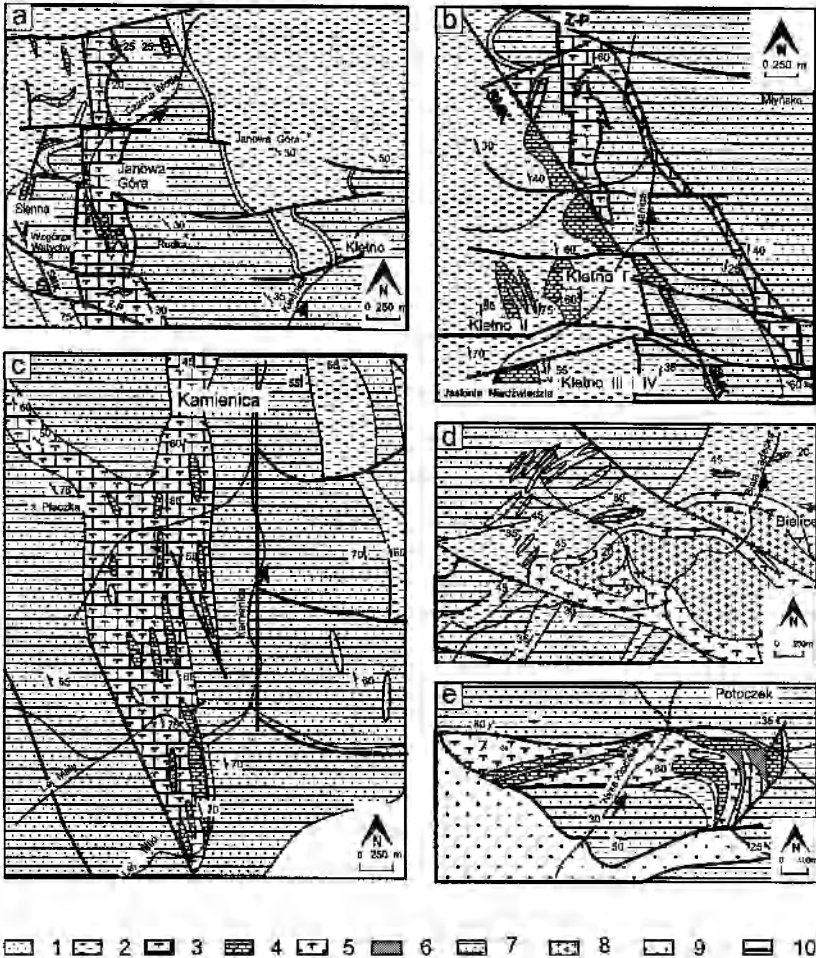


Fig. 7. Lokalizacja skał węglanowych w SMM. **a)** Szkic geologiczny strefy Janowej Góry wg Dona (1988). **b)** Szkic geologiczny strefy Kletna wg Dona (1988). **c)** Szkic geologiczny okolic Kamienicy wg Kaszy (1958) oraz Frąckiewicz i Teisseyre'a (1973). **d)** Szkic geologiczny okolic Bielicy wg Cymermana i Cwojdziańskiego (1984). **e)** Szkic geologiczny okolic Potoczka wg Sawickiego (1962). 1 – kwarcyty; 2 – łupki łuszczyczkowe; 3 – łupki łuszczyczkowe i skały węglanowo-krzemianowe (nie rozdzielone); 4 – skały węglanowe; 5 – amfibolity, łupki amfibolowe; 6 – łupki i kwarcyty grafitowe; 7 – gnejsy (nie rozdzielone); 8 – granity; 9 – skały osadowe (K); 10 – uskoki

Location of carbonate rocks in SMM. **a)** Geological sketch map of the Janowa Góra area after Don (1988). **b)** Geological sketch map of the Kletno area after Don (1988). **c)** Geological sketch map of the Kamienica area after Kasza (1958) and Frąckiewicz & Teisseyre (1973). **d)** Geological sketch map of the Bielice area after Cymerman & Cwojdziański (1984). **e)** Geological sketch map of the Potoczek area after Sawicki (1962). 1 – quartzites; 2 – mica schists; 3 – mica schists and carbonate-silicate rocks (not separated); 4 – carbonate rocks; 5 – amphibolites, amphibole schists; 6 – graphite schists and quartzites; 7 – gneisses (not subdivided); 8 – granites; 9 – sedimentary rocks (K); 10 – faults

niej i północnej są to łupki dwułyszczkowe, w części południowo-zachodniej również ciemnozielone łupki chlorytowe. Kontakty skał węglanowych i krzemianowych są nieostre. Na kontakcie z łupkami występują heterolitycznie laminowane skały litotypu SCD o miąższości około 2 m. W kierunku środka soczewy zawartość składników krzemianowych maleje i pojawiają się uławiczone litotypy CD z laminacją kalcytowo-dolomitową, o miąższości ławic około 1 m. Środkowa część soczewy zbudowana jest z litotypu D z nieregularnymi wkładkami litotypu CD.

Kletno II. Złoże Kletno II obejmuje soczewę o miąższości około 30 m, prawdopodobnie w zachodnim skrzydle fałdu antyklinalnego. Od zachodu skały węglanowe kontaktują nieostro z łupkami łyszczkowymi, a po stronie południowo-wschodniej – z pakietem łupków chlorytowych, które występują również na kontakcie z marmurami ze złoża Kletno I. W złożu Kletno II występują głównie marmury litotypu D i CD. Jedynie na kontakcie z łupkami łyszczkowymi pojawiają się niewielkie strefy przejściowe zbudowane z litotypu DS. Kontakty między litotypami są nieostre.

Kletno III i IV. Złoża występują tu w jednej soczewie skał węglanowych o miąższości ponad 100 m i długości kilkuset metrów (Kozłowski 1989). W skałach tej soczewy rozwinęły się intensywne zjawiska krasowe Jaskini Niedźwiedziej. Podobnie jak w innych soczewach z doliny Kleśnicy, prawdopodobnie również w przypadku tej soczewy nastąpiło podwojenie miąższości w strefie przegubowej fałdu izoklinalnego. Z obserwacji w nielicznych odsłonięciach na powierzchni i w Jaskini Niedźwiedziej oraz z publikowanych map (Kasza 1964, Don 1989) wynika, że skały węglanowe tej soczewy występują w obrębie łupków łyszczkowych. W soczewie przeławicają się nieregularnie litotypy C, CD i D oraz podrzędnie, na kontaktach z łupkami łyszczkowymi, litotyp SCD.

Badania składu chemicznego skał węglanowych ze złóż Kletno I-IV wykazały dużą zmienność w zawartości składników głównych (fig. 6; por. Kozłowski 1989, Witek 1989) i nieregularne przeławicanie się litotypów D i CD w środkowych częściach soczew. Na kontakcie skał węglanowych i łupków łyszczkowych występują przewarstwienia skał węglanowych i krzemianowych o miąższości 1–2 m i cechach litotypu SCD. Litotypy C i CD koncentrują się w częściach brzeżnych wystąpień. Litotyp D dominuje w środkowych częściach soczew oraz występuje w postaci drobnych, izolowanych soczewek w obrębie łupków łyszczkowych.

SYNFORMA KAMIENICY

Synforma Kamienicy stanowi wąską strefę łupkową pomiędzy gnejsowymi antyformami Snieżnika i Młyńska (fig. 7). W kierunku południowym łupki synformy Kamienicy wyklinowują się; w części północno-zachodniej, w dolinie Kleśnicy, łączą się z łupkami strefy złożowej Kletna i Janowej Góry oraz z łupkami synformy Stronia (por. Watycha 1949, Don 1982). W północno-zachodniej części synformy, wzdłuż kontaktu łupków i gnejsów śnieżnickich występują soczewy skał węglanowo-krzemianowych, opisane szczegółowo przez Teisseyre'a (1961). Miąższość pojedynczych soczewek dochodzi do kilkunastu metrów. Z pracy Teisseyre'a (*l.c.*) oraz z obserwacji terenowych wynika, że wśród skał węglanowych synformy Kamienicy dominuje różnicowany petrograficznie litotyp CS oraz występuje litotyp SC. Skały węglanowe kontaktują nieostro z łupkami łuszczycowymi i amfibolitami oraz z gnejsami śnieżnickimi (por. np. Watycha 1949).

SYNFORMA BIELIC

Skały węglanowe w synformie Bielic występują w strefie łupków łuszczycowych (fig. 7), które przez niektórych autorów są zaliczane do jednostki Starego Miasta, a zdaniem Dona (1991) należą do formacji Stronia.

Skały węglanowe w tej synformie występują w formie zespołu soczewek. Rozmiary pojedynczych soczewek nie przekraczają kilku metrów miąższości i kilkudziesięciu (?) metrów długości. Ponad skałami węglanowymi lokalnie występują amfibolity, natomiast poniżej – łupki łuszczycowe. Kontakty pomiędzy amfibolitami i skałami węglanowymi mają charakter sedimentacyjny. W największej i najlepiej odsłoniętej soczewie poniżej amfibolitów występują heterolitycznie laminowane skały CS przechodzące stopniowo w litotypy CS i C. Skały węglanowe są wyraźnie uławiczone, a miąższość ławic dochodzi do około 1 m. Według interpretacji Narębskiego i Wichrowskiego (1979) amfibolity z tego obszaru mają złożoną genezę i są reprezentowane przez paraamfibolity z domieszką materiału piroklastycznego oraz ortoamfibolity.

OKOLICE POTOCZKA

W południowej części antyformy Międzygórze występuje równoleżnikowo wydłużona strefa zbudowana głównie z amfibolitów i łupków amfibolowych, skał węglanowych, łupków grafitowych i łupków łuszczycowych. Jak wynika z mapy Sawickiego (1962), skały węglanowe występują głównie w obrębie amfibolitów i mają formy wydłużonych soczewek (fig. 7). Skały węglanowe mają cechy litotypu G i CS. Kontakty skał węglanowych ze skałami krzemianowymi nie są odsłonięte.

DYSKUSJA I WNIOSKI

POZYCJA GEOLOGICZNA SKAŁ WĘGLANOWYCH W FORMACJI STRONIA

Forma występowania skał węglanowych

Pierwsze biogeniczne formy akumulacji węglanowej, które znane są od środkowego prekambru, powstawały głównie przy udziale węglanowych glonów, a typowe budowle rafowe znane są dopiero od ordowiku. Badania nad wczesnopaleozoicznymi skałami węglanowymi sugerują, że formy ówczesnych budowli węglanowych były bardzo zróżnicowane, od drobnych, w kształcie kilkumetrowych kopców, do dużych, platformowych (por. Wilson 1975). Wschodnie skał węglanowych w formacji Stronia były interpretowane jako zbudinowane i tektonicznie porzrywane pierwotnie ciągle warstwy lub jako pojedyncze bloki pierwotnych olistolitów (Karwacki 1990). Analiza map i obserwacje terenowe nie potwierdzają takiej interpretacji. Warstwa jasnych kwarcytów o miąższości od kilku do kilkunastu metrów występująca w stropie formacji Młynowca (Don, Dowidar 1988) wskazuje na to, że struktury sedymentacyjne w dużej skali (warstwy) nie zostały całkowicie zatarte w wyniku intensywnych procesów tektonicznych.

W formacji Stronia wschodnie skał węglanowych najczęściej tworzą zespoły, a tylko niektóre stanowią pojedyncze, izolowane wystąpienia, np. soczewy z Janowej Góry, Wilczyńca, Kątów Bystrzyckich. Zespoły wschodni obejmują kilka do kilkunastu wystąpień i rozciągają się równolegle do granic synform, często na długości kilku kilometrów. Taki charakter mają np. wschodnie skał węglanowych w synformie Łądka, które rozciągają się od okolic Łądka w części zachodniej do Uskoku Sudeckiego Brzeźnego (Czechy) na wschodzie. W obrazie intersekcyjnym skały węglanowe pojawiają się w północnym lub/i w południowym skrzydle tej synformy. Charakter zespołów mają również wschodnie w okolicach Krzyżnika i Rogózki, w synformach Siennej, Kamienicy i Bielic, w dolinie Kleśnicy i w okolicy Potoczka. Pojedyncze wystąpienia w obrębie zespołu mają zwykle formę wydłużonych soczew miąższości do kilkunastu i długości do kilkudziesięciu metrów, np. w okolicach Łądka i Lutyni, Krzyżnika i Rogózki, lub soczew o miąższości i długości do kilkunastu metrów, np. w okolicach Zalesi, Bielic. Duże wschodnie skał węglanowych często są wynikiem podwojenia miąższości skał w strefach przegubowych fałdów (np. Kletno I-III, Rogózka). Miąższość pojedynczych warstw w tych wystąpieniach dochodzi do kilkudziesięciu metrów, a ich długość do kilkuset metrów (por. fig. 5, 7). Duża rozciągłość lateralna zespołów oraz nieostre kontakty skał węglanowych z otaczającymi skałami krzemianowymi wskazują na sedymentacyjną pozycję skał węglanowych w obrębie skał formacji Stronia. Pierwotnie osady węglanowe zespołów wschodni miały prawdopodobnie formę

warstw lub wydłużonych soczew o miąższości do kilkudziesięciu metrów i długości do kilkuset metrów, rzadziej kilku kilometrów. Niewielkie, pojedyncze wychodnie skał węglanowych mogą reprezentować fragmenty rozerwanego w wyniku procesów tektonicznych zespołu wychodni, albo też reprezentują inny, podrzędny poziom węglanowy.

Skały kontaktujące ze skałami węglanowymi

Zdaniem Karwackiego (1990) charakterystyczną cechą pierwotnej pozycji marmurów kopuły orlicko-śnieżnickiej jest ich występowanie w asocjacji z łupkami łuszczycowymi oraz brak przestrzennego związku pomiędzy marmurami a amfibolitami, marmurami a łupkami grafitowymi oraz marmurami a kwarcytami. Przeprowadzone badania nie potwierdzają tych sugestii.

W metamorfiku Śnieżnika można wyróżnić dwie asocjacje litologiczne związane z występowaniem skał węglanowych: *asocjację meta-wulkaniczną*, która obejmuje skały wulkanogeniczne (ortoamfibolity i metaryolity, tufy i tufity), oraz *asocjację metaosadową* która obejmuje zmetamorfizowane skały osadowe (łupki łuszczycowe, łupki kwarcytowe, paragnejsy i inne).

W asocjacji metaosadowej występują skały węglanowe na zachód od strefy dyslokacyjnej Stare Miasto – Kletno oraz pojedyncze soczewy z okolic Kątów Bystrzyckich i Wilczyńca. Większość skał węglanowych w formacji Stronia, w tym również część skał z okolicy Krowiarek i synformy Orłowca, występuje w asocjacji metawulkanicznej. Przestrzenny związek skał węglanowych z tą asocjacją jest dobrze widoczny zarówno w skali odsłoneń, jak i w skali kartograficznej (np. w okolicy Potoczka). Skały węglanowe najczęściej występują w obrębie skał metawulkanicznych lub na kontakcie z nimi (np. w okolicy Travnnej–Zalesi, Bielicy, w okolicy Krzyżnika–Rogózki), rzadziej zawierają ich wkładki (np. w okolicach Lutyni). Obserwacje terenowe nie dostarczają jednak bezpośrednich dowodów na pozycję stratygraficzną, jaką zajmują skały węglanowe względem skał metawulkanicznych. Według interpretacji Finckha i Fischera (1938) w synformie Łądka skały zalegają w pozycji normalnej, zatem amfibolity i łupki amfibolowe występują w spągu, a łupki łuszczycowe z wkładkami łupków grafitowych – w stropie skał węglanowych. W podobnej sytuacji geologicznej występują skały węglanowe między innymi w okolicy Krzyżnika i Rogózki, gdzie w spągu synklinalnie zafałdowanych skał węglanowych występują amfibolity. Zakładając słuszność interpretacji Finckha i Fischera (*l.c.*) i rozciągając ją na inne synformy można stwierdzić, że skały węglanowe w formacji Stronia występują w obrębie i w stropie asocjacji wulkanicznej. Dotychczasowe badania metamorfiku Śnieżnika wykazały, że amfibolity reprezentują zmetamorfizowane bazalty łuków wysp lub ryftów (por. Narębski, Wichrowski 1979, Smulikowski

1979, Wojciechowska 1986, Dziedzicowa 1988). Występowanie skał węglanowych w obrębie skał metawulkanicznych i obecność stref przejściowych pomiędzy tymi skałami sugerują obecność kontaktów sedymentacyjnych. Zjawiska wulkaniczne mogły mieć zarówno bezpośredni wpływ na sedymentację węglanów, jak i poprzez zmianę warunków fizykochemicznych w basenie (np. zmiana morfologii dna, zmiana głębokości i stopnia zasolenia wody) mogły być jej przyczyną pośrednią. Podobne relacje pomiędzy skałami węglanowymi (wapienie wojcieszowskie) a skałami pochodzenia wulkanicznego (zieleńce) zostały opisane w Górach Kaczawskich przez Baranowskiego i Lorenca (1981, 1986) oraz Lorenca (1983).

Następstwo pionowe litotypów

Analizy chemiczne skał węglanowych z południowo-wschodniej części metamorfikum Śnieżnika (fig. 3) wskazują na duże zróżnicowanie tych skał. Zróżnicowanie w skali pojedynczych wystąpień zaznacza się głównie w profilu pionowym, natomiast zróżnicowanie wzdłuż rozciągłości jest niewielkie.

W okolicy Potoczka, Lutyni i Travnej marmury litotypu G występują w obrębie skał wulkanicznych i na kontakcie z nimi. W okolicy Łądka i Zalesi litotyp G tworzy cienkie wkładki i smugi w obrębie litotypu SC, co wskazuje na facjalne zazębienie się tych litotypów; na kontakcie skał metawulkanicznych i węglanowych występuje litotyp CS, a następnie – litotypy SC i C. Takie następstwo litotypów można obserwować m. in. w odsłonięciach na północ od Łądka i w okolicach Bielicy. W okolicy Krzyżnika–Rogóżki, w Kletnie II oraz w odsłonięciu na Janowej Górze powyżej litotypu SC często występuje litotyp C, a następnie litotyp D kontaktujący w stropie z łupkami łyszczkowymi. W wielu odsłonięciach można obserwować również zazębienie się litotypów C i D (litotyp CD) i ilościową przewagę litotypu D w środkowej części soczew, np. w odsłonięciach złóż Kletno I-III oraz w Rogóżce. Syntetyczny schemat następstwa litotypów skał węglanowych w profilu pionowym, skonstruowany w oparciu o obserwacje z wielu odsłonień, przedstawia figura 8.

SEDYMENTACJA I DIAGENEZA

Sedymentacja

Biogeniczna geneza niektórych marmurów z formacji Stronia była brana pod uwagę w pracach Witek (1976) i Karwackiego (1990). W metamorfikum Śnieżnika stwierdzono również obecność skał węglanowokrzemianowych ze skapolitem (Ansilewski 1955), który może wskazywać na ich ewaporytową genezę (por. Suk 1983), jednak jest to niewielkie wystąpienie, nie związane przestrzennie z wystąpieniami skał wę-

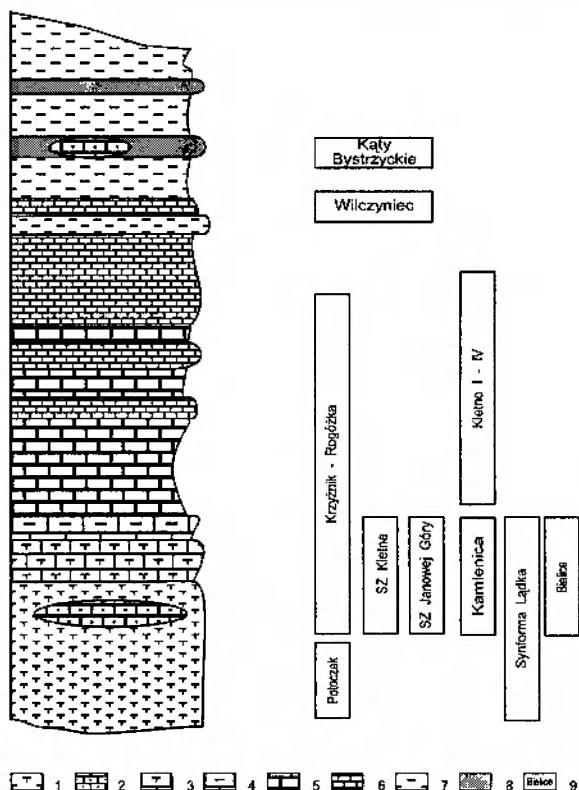


Fig. 8. Schematyczny profil skał węglanowych formacji Stronia. 1 – amfibolity, łupki amfibolowe; 2 – litotyp G; 3 – litotyp CS; 4 – litotyp SC; 5 – litotyp C; 6 – litotyp D; 7 – łupki łyszczykowe; 8 – łupki i kwarcyty grafitowe; 9 – pozycja skał węglanowych w profilu

Schematic profile of the carbonate rocks from Stronie Formation. 1 – amphibolites, amphibole schists; 2 – lithotype G; 3 – lithotype CS; 4 – lithotype SC; 5 – lithotype C; 6 – lithotype D; 7 – mica schists; 8 – graphite schists and quartzites; 9 – place of carbonate rocks in profile

glanowych. Ponadto skapolit mógł powstać również w wyniku metamorfizmu w warunkach facji amfibolitowej i wysokiej lotności CO_2 i SO_3 (np. Kassolo-Fournaraki 1991).

Obecność struktur biogenicznych o cechach szkieletowych w skałach węglanowych metamorfiku Śnieżnika została stwierdzona po raz pierwszy przez autora niniejszej pracy; jest ona dowodem na paleozoiczny wiek osadów formacji Stronia. Struktury te wskazują na biogeniczną i organodetrytyczną genezę skał węglanowych. Występowanie skał węglanowych formacji Stronia w asocjacji wulkanicznej sugeruje, że istniał związek między wulkanizmem a sedymentacją węglanową, co nie potwierdza platformowego modelu sedymentacji węglanowej.

nowej, który proponuje Karwacki (1990). Cechy petrologiczne skał występujących w otoczeniu skał węglanowych (łupki dwumikowe, amfibolity i łupki amfibolowe) wskazują na wulkaniczny i ilasto-mułowcowy charakter pierwotnych osadów oraz na znaczne oddalenie środowisk sedymentacji od krawędzi kontynentu.

Występowanie litotypu CS w spągu serii węglanowej w obrębie skał metawulkanogenicznych i na kontakcie z z nimi wskazuje na to, że pierwotne osady tego litotypu powstawały w środowisku z dominującym wpływem osadów pochodzenia wulkanicznego (fig. 8).

Zdaniem Karwackiego (1990) ciemne (litotyp G?) marmury z obszaru Krowiarek występują w spągu formacji węglanowych i były deponowane w płytkowodnym środowisku szelfowym. Przeprowadzone badania w SE części metamorfiku Śnieżnika potwierdziły występowanie litotypu G w dolnej części serii węglanowej. Pierwotne osady litotypu G, zawierające rozproszoną substancję organiczną, oraz laminowane osady litotypu SC mogły, zdaniem autora, powstawać w środowisku stosunkowo głębokim, poniżej podstawy falowania, na granicy środowisk sedymentacji węglanowej i krzemianowej.

Jasne barwy i nieznaczna ilość domieszek krzemianowych w litotypach C, CD i D wskazują na to, że pierwotne osady tych litotypów tworzyły się w zasobnym w tlen płytkowodnym środowisku sedymentacji węglanowej. Zachowane relikty bioklasty sugerują, że gruboblastyczne marmury litotypu C i skupienia kalcytowe w innych litotypach mogły być pierwotnie zbudowane z elementów szkieletowych. Drobnoblastyczne wykształcenie pozwala przypuszczać, że pierwotne osady, które uległy diagenetycznej dolomityzacji, mogły być w porównaniu z osadami litotypu C bardziej drobnoziarniste. Pierwotne osady litotypu D mogły tworzyć się np. w środowisku laguny wewnętrznej, a na zewnątrz laguny i lokalnie w jej obrębie mogły tworzyć się biogeniczne osady litotypu C. Laminowane osady węglanowe litotypu CD powstawały prawdopodobnie w środowisku o niskiej energii, w warunkach płytkowodnych, być może w wyniku biosedymentacji glonowej. Obecność sedymentacyjnych struktur deformacyjnych pozwala przypuszczać, że osady litotypów C i SC były deponowane również na stokach i u podnóża morfologicznych wzniesień w wyniku lokalnych spływów sedymentacyjnych. Litotypy SCD i SD mogły powstać w wyniku całkowitej lub częściowej dolomityzacji osadów typu SC. Zakończenie sedymentacji węglanowej było prawdopodobnie związane z pogłębieniem zbiornika (obecność łupków grafitowych) lub/i zakończeniem działalności wulkanicznej.

Model sedymentacji. Pierwotne osady węglanowe pochodzenia biogenicznego, w tym biochemicznego, powstały głównie w wyniku działalności mikroorganizmów (glony), z niewielkim udziałem organizmów szkieletowych. Depozycja węglanu wapnia odbywała się poniżej pod-

stawy falowania, w warunkach płytkowodnych, na obszarach morfologicznie podniesionych, które zostały ukształtowane przez działalność wulkaniczną (łuk wysp?). W zagłębieniach u podnóży wzniesień, w środowisku o niskiej zawartości tlenu tworzyły się osady litotypu G. Na granicy środowisk sedymentacji węglanowej i wulkanogenicznej powstawały osady węglanowo-krzemianowe litotypów CS i SC. Na zewnątrz obszarów wyniesionych, w środowisku o umiarkowanej energii i z dużą zawartością tlenu powstawały gruboziarniste, częściowo bioklastyczne osady litotypu C. W obszarach wewnętrznych, otoczonych osadami litotypu C, w środowisku płytkowodnym o niskiej energii tworzyły się drobnoziarniste (mikrytowe?) osady litotypu D. Na stokach wzniesień były deponowane, częściowo w wyniku spływów grawitacyjnych, osady litotypów SC, SCD i SD, zazębiające się z osadami ilastymi.

Diagenеза

Węglanowe składniki współczesnych osadów węglanowych zbudowane są z kalcytu, aragonitu, kalcytu magnezowego lub protodolomitu. W wyniku zmian, które zachodzą w osadzie węglanowym w okresie diagenезы, jedynymi stabilnymi składnikami osadowych skał węglanowych są kalcyt i dolomit (Lippmann 1973). Jednym z procesów zachodzących w osadach węglanowych w czasie diagenезы jest rekrystalizacja składników węglanowych (por. Bathurst 1971). Brak pierwotnych składników (np. bioklastów, ooidów, pelletów i in.) i homeoblastyczne wykształcenie kalcytu oraz dolomitu dowodzą, że w wyniku rekrystalizacji diagenetycznej (i metamorficznej) doszło do zatarcia pierwotnych granic między składnikami osadów węglanowych. Występowanie marmurów kalcytowych, kalcytowy skład struktur biogenicznych oraz hipautomorficzny dolomit sugerują, że pierwotne osady były zbudowane z węglanu wapnia.

Nieostre kontakty między skupieniami dolomitu i kalcytu, zgodność skupień dolomitowych z uławiczeniem i granicami litologicznymi oraz brak związku pomiędzy występowaniem dolomitu a strukturami tektonicznymi świadczą o diagenetycznej genezie dolomitu. Niewielkie rozmiary blastów dolomitu oraz obecność gruboziarnistych kalcytowych składników biogenicznych wskazują na to, że dolomityzacja objęła głównie osad drobnoziarnisty. Współczesne pierwotne węglanowe struktury organiczne i struktury biosedymentacyjne zbudowane są m.in. z kalcytu magnezowego. W procesie neomorfizmu ulegają one przemianom polimorficznym, w wyniku których dochodzi do uwolnienia jonów Mg (por. Bathurst 1971). Zakładając biogeniczną genezę osadów węglanowych można sądzić, że część jonów Mg niezbędna w procesie dolomityzacji została uruchomiona w wyniku przeobrażeń neomorficznych. Występowanie dolomitu w laminach krzemianowych

litotypu SCD, obecność muskowitu (przy braku biotyту) w marmurach dolomitowych oraz występowanie niewielkich soczew węglanowych zbudowanych z litotypu D w obrębie łupków łyszczkowych wskazują na minerały ilaste (illit) jako jedno z potencjalnych źródeł magnezu w procesie dolomityzacji skał węglanowych formacji Stronia (por. Witek 1976, Lorenc 1983). Niewielka zawartość Mg w kalcyście magnezowym i w illicie (do ok. 10% $MgCO_3$) pozwala przypuszczać, że dolomityzacja związana z rekrytalizacją pierwotnych składników węglanowych i rozpadem struktury minerałów ilastych zachodziła na niewielką skalę. Duże skupienia litotypu D w środkowych częściach soczew sugerują, że główna faza dolomityzacji rozwijała się w strefach o największej miąższości. Główny etap dolomityzacji był związany prawdopodobnie z migracją roztworów wzbogaconych w Mg. Mogły to być np. wzbogacone w jony Mg wody porowe, roztwory powstające w wyniku mieszania się wód o różnym stopniu zasolenia lub roztwory związane z działalnością wulkaniczną (por. np. Moore 1989).

METAMORFIZM

W metamorfiku Śnieżnika występują skały przeobrażone w warunkach facji amfibolitowej, granulitowej i eklogitowej. Zdaniem Smulikowskiego (1979) ewolucja tektonometamorficzna metamorfiku Śnieżnika ma charakter polimetamorfizmu policyklicznego. Paragenezy mineralne w skałach krzemianowych formacji Stronia (m.in. dysten, granat, staurolit, biotyt, muskowit) wskazują na przeobrażenia w dolnym zakresie facji amfibolitowej: występowanie dystenu sugeruje przeobrażenia przy ciśnieniu co najmniej 5 kbar (por. Kozłowski i in. 1986), a występowanie staurolitu pozwala na określenie minimalnej wartości temperatury przeobrażeń na około 500°C (por. Smulikowski 1979). Warunki P-T metamorfizmu skał węglanowych formacji Stronia nie zostały do tej pory szczegółowo określone. Mogą one różnić się od warunków określonych dla skał krzemianowych ze względu na skład fazy lotnej, która w skałach węglanowych obok H_2O zawiera zwykle CO_2 (por. Turner 1980, Suk 1983).

Mikrostruktury granoblastyczne obserwowane w badanych skałach są wynikiem rekrytalizacji metamorficznej (*annealing recrystallization* (Vernon 1983)). Bardzo drobne rozmiary blastów dolomitu w porównaniu z wielkością blastów kalcytu wskazują na to, że rekrytalizacja objęła głównie składniki zbudowane z $CaCO_3$ i miała niewielki wpływ na wielkość blastów dolomitu. Blaszkki łyszczków obserwowane niekiedy wewnątrz blastów kalcytu sugerują, że rekrytalizacja kalcytu zachodziła w warunkach metamorficznych po blastezie biotyту i muskowitu. W marmurach kalcytowych proces rekrytalizacji doprowadził do ujednoczenia rozmiarów i powstania izometrycznych bla-

stów. Mikrostruktury bezładne w skałach węglanowo-krzemianowych są wynikiem reakcji metamorficznych, które doprowadziły do heteroblastycznego i poikiloblastycznego wykształcenia minerałów. Mikrostruktury porfiroblastyczne skał i liczne polisyntetyczne zbliżenia blastów kalcytu wskazują na to, że w badanych skałach zachodziła rekrytalizacja metamorficzna pod wpływem deformacji (*syntectonic recrystallization* – por. Vernon (1983), Wenk *et al.* (1983)), natomiast mikrostruktury brekcyjne i mylonityczne wskazują na deformację skał w warunkach odkształceń kruchych, po etapie blastozy.

Zespoły mineralne w skałach węglanowych formacji Stronia, podobnie jak zespoły mineralne w skałach krzemianowych, wskazują na przeobrażenia w warunkach facji amfibolitowej. Blasty piroksenów oraz wrostki piroksenów w amfibolach w skałach węglanowo-krzemianowych wskazują na wcześniejsze przeobrażenia tych skał w warunkach górnego zakresu facji amfibolitowej, natomiast obecność schlorytowanych piroksenów i amfiboli wskazuje na retrogresję metamorfizmu w warunkach facji zieleńcowej

Temperatura dekrepitacji oznacza w przybliżeniu temperaturę homogenizacji inkluzji ciekło-gazowej, powiększoną o wartość temperatury potrzebną na pokonanie oporu minerału. Z pewnym przybliżeniem temperaturę dekrepitacji można uznać za temperaturę powstania inkluzji (por. Roedder 1984). W skałach węglanowych serii Stronia maksimum temperatury dekrepitacji pojawia się w około 530°C i prawdopodobnie odpowiada generacji inkluzji z etapu metamorfizmu w warunkach facji amfibolitowej. Druga zarejestrowana generacja inkluzji, z maksimum temperatury dekrepitacji w ok. 400°C, powstała prawdopodobnie w czasie retrogresji metamorfizmu w warunkach facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej. Najmłodsza generacja inkluzji, która pojawia się w temperaturze około 230°C, jest prawdopodobnie związana ze zjawiskami hydrotermalnymi. Zarejestrowane generacje inkluzji potwierdzają przeobrażenia skał węglanowych w warunkach retrogresji metamorfizmu.

Obliczone na podstawie geotermometru węglanowego najwyższe wartości temperatury dla skał z okolicy Kletna, Krzyżnika i Rogózki odpowiadają najniższej temperaturze ich metamorfizmu, wynoszącej około 500°C. Wartości niższe, otrzymane dla próbek z pozostałych wystąpień, są prawdopodobnie rezultatem zmian retrogresywnych zachodzących w kalcytcie wraz ze spadkiem temperatury. Uzyskane przy zastosowaniu geotermometru wyniki: $T = 500^{\circ}\text{C}$ dla $P = 5$ kbar wskazują na to, że przeobrażenia skał węglanowych formacji Stronia zachodziły w warunkach dolnego zakresu facji amfibolitowej (fig. 9).

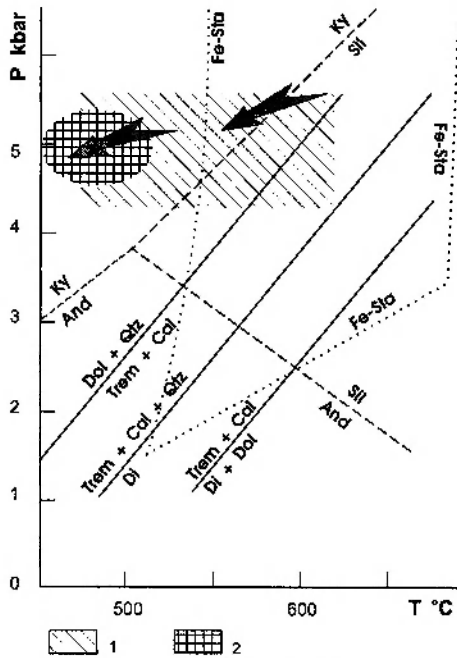


Fig. 9. Pozycja skał węglanowych z formacji Stronie w warunkach facji amfibolitowej na diagramie P-T. 1 – zespoły mineralne; 2 – geotermometr kalcyt – dolomit; odmiany polimorficzne Al_2SiO_5 – wg Holdaway'a (1971); Fe-Sta – wg Richardsona (1968); Trem – wg Slaughterthera *et al.* (1975)

Place of the carbonate rocks from Stronie Formation in the amphibolite facies conditions in P-T diagram. 1 – mineral parageneses; 2 – calcite – dolomite geothermometer; Al_2SiO_5 polymorphs – after Holdaway (1971); Fe-Sta – after Richardson (1968); Trem – after Slaughterthera *et al.* (1975)

PODSUMOWANIE

1. Skały węglanowe w formacji Stronie występują w zespołach zawierających kilka do kilkunastu soczew miąższości do kilkudziesięciu i długości do kilkuset metrów, rozprzestrzenionych na długości do kilku kilometrów. Pozycja skał węglanowych w formacji Stronie jest w większości pierwotna, sedymentacyjna.

2. Wśród skał węglanowych formacji Stronie wyróżniono następujące litotypy:

C – marmury kalcytowe: białe, grubo- lub średnioblastyczne, o mikrostrukturach bezładnych, łusczkowych;

D – marmury dolomitowe: kremowe, drobnoblastyczne, laminowane;

CD – marmury kalcytowo-dolomitowe: biało-kremowe, heteroblastyczne, laminowane;

SC, SCD, SD – marmury kalcytowe, kalcytowo-dolomitowe i dolomitowe z krzemianami: biało-zielone lub biało-brązowe, heteroblastyczne, heterolitycznie laminowane, smużyste, soczewkowe;

G – grafitowe marmury i marmury z krzemianami: ciemnoszare, grubo- lub średnioblastyczne, heterolitycznie laminowane, smużyste, soczewkowe;

CS – skały węglanowo-krzemianowe, petrograficznie zróżnicowane.

3. Skały węglanowe są w większości przestrzennie związane z asocjacją skał metawulkanicznych. W dolnej części profilu skał węglanowych, w obrębie skał wulkanogenicznych i na kontakcie z nimi występują litotypy CS, SC i G; w górnej części profilu występują litotypy C, CD i D.

4. W skałach węglanowych formacji Stronia zachowały się nieliczne relikty struktur sedymentacyjnych: uławicenie, laminacja, spływy sedymentacyjne (?). W skałach tych po raz pierwszy rozpoznano kalcytowe relikty biogeniczne o cechach szkieletowych, które wskazują na paleozoiczny wiek i biogeniczną genezę skał węglanowych formacji Stronia. Osady węglanowe były deponowane prawdopodobnie w środowisku płytkowodnym, w dużej odległości od krawędzi kontynentu, na obszarze działalności wulkanicznej (łuk wysp?).

5. Dolomityzacja w skałach węglanowych formacji Stronia ma cechy dolomityzacji diagenetycznej. Wyróżniono trzy prawdopodobne źródła jonów Mg i mechanizmy dolomityzacji:

1 – neomorficzne przeobrażenia struktur biogenicznych zbudowanych z Mg-kalcytu,

2 – diagenetyczne przeobrażenia minerałów ilastych (illitu),

3 – migracja roztworów o podwyższonej zawartości jonów Mg.

6. Zespoły mineralne obserwowane w skałach węglanowych wskazują na to, że przeobrażenia metamorficzne tych skał zachodziły w warunkach górnego (klinopiroksen) i dolnego zakresu facji amfibolitowej. Minimalna temperatura przeobrażeń skał węglanowych formacji Stronia obliczona na podstawie geotermometru węglanowego wynosi 500°C przy $P = 5$ kbar. Trzy generacje inkluzji występujące w skałach węglanowych są prawdopodobnie związane z metamorfizmem w warunkach dolnego zakresu facji amfibolitowej (maksimum ok. 530°C), z metamorfizmem retrogresywnym w warunkach facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej (maksimum $400\text{--}450^{\circ}\text{C}$) oraz ze zjawiskami hydrotermalnymi (maksimum $210\text{--}240^{\circ}\text{C}$).

Podziękowania

Praca została wykonana w Instytucie Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Dziękuję serdecznie Prof. dr. hab. Stanisławowi Lorencowi za wszechstronną opiekę naukową w czasie prowadzenia badań i przygotowywania pracy do druku, a

wszystkim Koleżankom i Kolegom za pomoc w realizacji badań. Dziękuję Prof. dr. hab. Jerzemu Donowi za cenne wskazówki terenowe i dyskusję zagadnień geologicznych oraz Prof. dr. hab. Kazimierzowi Kozłowskiemu za dyskusję zagadnień petrologicznych oraz Prof. dr. hab. Marii Borkowskiej za cenne uwagi terminologiczne i redakcyjne.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 1990. Early Carboniferous strike-slip displacements at the northeast periphery of the Variscan belt in Central Europe. Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe. Göttingen-Giessen, Aug.-Sept. 1990, 4.
- ANSILEWSKI J., 1955. Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy w Sudetach. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. *Arch. Mineral.* 19, 2, 135–160.
- ANSILEWSKI J., 1966. Petrografia metamorfiku Gór Białskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. *Geol. Sudetica*, 2, 121–243.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1968. Geochemical characteristics of eclogites from environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki. *Arch. Mineral.* 28, 1, 243–382.
- BAKUN-CZUBAROW N., 1991. Geodynamic significance of the Variscan HP eclogite-granulite series of the Złote Montains in the Sudetes. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A 19 (236), 215–244.
- BANAŚ M., 1963. O skarnoidach metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego (Dolny Śląsk). Skarnoids from the metamorphic complex of Śnieżnik Kłodzki (Sudetes Mts.). *Prace Geol. Oddz. PAN w Krakowie*, 12, 7–33.
- BARANOWSKI Z., LORENC S., 1981. Pozycja geologiczna wapieni wojcieszowskich względem serii zieleńcowej (spilitowo-keratofirowej) w SE części Gór Kaczawskich. The geological position of Wojcieszów limestones in relation to the greenstone (spilite-keratophyre) series of southeastern Kaczawskie Mts, Sudetes. *Geol. Sudetica*, 16, 2, 49–59.
- BARANOWSKI Z., LORENC S., 1986. A volcanic carbonate association in the Góry Kaczawskie, Western Sudetes. *Geol. Rundsch.*, 75, 3, 595–599.
- BARZYK W., 1992. Poglądy na diagenezę rogowców. Opinions of hornstone diagenesis. *Przegl. Geol.*, 2, 102–107.
- BATHURST R.G.C., 1971. Carbonate Sediments and their Diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.
- BEDERKE E., 1931. Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Zbl. Miner. B.* 394–408.
- BEDERKE E., 1943. Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. *Geol. Rundsch.* 34, 1, 6–9.
- BICKLE M.J., POWELL R., 1977. Calcite-dolomite geothermometry for iron bearing carbonates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 281–292.
- BORKOWSKA M., CHOUKROUNE P., HAMEURT J., MARTINEAU F., 1990. Geochemical investigation of the age, significance and structural evolution of the Caledonian-Variscan granite gneisses of the Śnieżnik metamorphic area (Central Sudetes, Poland). *Geol. Sudetica*, 24, (2), 1–29.
- BRUECKNER H.K., MEDARIS L.G., Jr., BAKUN-CZUBAROW N., 1989. Nd and Sr age of isotope patterns from Hercynian eclogites and garnet pyroxenites of the Bohemian Massif and the East Sudetes. In: Third International Eclogite Conference, Wurzburg, 18-21. April. Blackwell Scientific Publications.
- CLOOS H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebr. Borntrager, Berlin.
- CWOJDZIŃSKI S., 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000. Arkusz Stronie Śląskie. Inst. Geol. Warszawa.

- CWOJDZIŃSKI S., 1982. Ewolucja strukturalna wschodniej części Ziemi Kłodzkiej w świetle nowej interpretacji fałdów najstarszej generacji. Structural evolution of the eastern part of the Kłodzko Region based on a new interpretation of folds of the earliest generations. *Inst. Geol. Biul.*, 341, 169–182.
- CYMERMAN Z., CWOJDZIŃSKI S., 1984. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Arkusz Strachocin, Bielice. *Inst. Geol. Warszawa*.
- DON J., 1964. Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts., as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, 1, 79–117.
- DON J., 1976. Nastęstwo deformacji marmurów Góry Krzyżnik w nawiązaniu do makrostruktur metamorfiku Śnieżnika. W: Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Mat. Konf. Ter.*, Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 95–101.
- DON J., 1982. Tektonika łupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika. The Sienna Synform and the relationship of gneisses to the deformational stages distinguished in the Śnieżnik Metamorphic Massif (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 17, 1/2, 103–124.
- DON J., 1984. The Caledonides & Variscides in the Western Sudetes. *Przegl. Geol.* 8–9, 459–468.
- DON J., 1988a. Pozycja tektoniczna łupków strefy Łądek (Metamorfik Śnieżnika). The tectonic position of schists in the Łądek zone (The Metamorphicum of Śnieżnik). *Acta Univ. Wratislaviensis*, 875. *Prace Geol. Mineral.* XI, 1, 97–115.
- DON J., 1988b. Geologia strefy złożowej Kletna–Janowej Góry (metamorfik Śnieżnika). W: Wybrane zagadnienia geologii i mineralizacji metamorfiku Śnieżnika. *Mat. Konf. Ter. Żelazno*, 1–3. 09. 1988. Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 57–80.
- DON J., 1989. Jaskinia na tle ewolucji geologicznej Masywu Śnieżnika. W: Jahn A., Kozłowski S., Wiszniewska T (red.). *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Ossolineum, Wrocław*, 58–79.
- DON J., 1991. Pozycja tektoniczna granulitów masywu gnejsowego Gierałtowa. W: Nastęstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych. *Mat. Konf. Teren. Łądek Zdrój*, 18-19.10.1991. Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 42–53.
- DON J., DOWIDAR H., 1988. Goszów quartzites and the problem of the Młynowiec formation (Śnieżnik metamorphic massif Sudetes). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 36, 3/4, 239–252.
- DON J., DUMICZ M., WOJCIECHOWSKA I., ŻELAŻNIEWICZ A., 1990. Geology of the Orlica-Śnieżnik dome, Sudetes: Recent state of knowledge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179, 2/3, 159–188.
- DUMICZ M., 1979. Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Geol. Sudetica*, 14, 2, 29–46.
- DUMICZ M., 1991. Pozycja eklogitów w ewolucji geologicznej krystaliniku masywu Śnieżnika w świetle analizy mezostrukturalnej. W: Nastęstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych. *Mat. Konf. Teren. Łądek Zdrój*, 18-19 października 1991. Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 54–97.
- DZIEDZICOWA H., 1988. Petrogeneza amfibolitów strefy granicznej Gór Złotych i Krowiarek. W: Wybrane zagadnienia geologii i mineralizacji metamorfiku Śnieżnika. *Mat. Konf. Ter. Żelazno*, 1-3 września. Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 24–35.
- ESSENE E. J., 1983. Solid solutions and solvi among metamorphic carbonates with applications to geologic thermobarometry. In: Reeder R. J. (ed.): *Carbonates: Mineralogy and Chemistry, Reviews in Mineralogy*, 11, 77–96. Mineral. Soc.

- Amer.
- FERRY J.M., 1976. P, T, fCO₂, and fH₂O during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 119–143.
- FINCKH L., FISCHER G., 1938. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Landern Blatt Landeck 1:25000. Preuss. Geol. L. A., Berlin.
- FISCHER G., 1935. Der Bau des Glatzer Schneegebirges. *Jb. Preuss. Geol. L. A.*, 56, 712–732.
- FRAŃKIEWICZ W., TEISSEYRE H., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Arkusz Międzygórze. Inst. Geol. Warszawa.
- GOLDSMITH J.R., HEARD H.C., 1961. Subsolidus phase relations in the system CaCO₃-MgCO₃. *J. Geol.*, 69, 45–74.
- GOLDSMITH J.R., NEWTON R.C., 1969. P-T relations in the system CaCO₃-MgCO₃ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267A, 160–190.
- GRAF D.L., GOLDSMITH J.R., 1955. Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, 109–128.
- GUIDOTTI CH. V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S. W. (ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13, 357–468. Mineral. Soc. Amer.
- GUNIA T., 1974. Mikroflora prekambryjskich wapieni okolicy Dusznik Zdroju (Sudety Środkowe). Microflora of the Pre-Cambrian limestones of the Duszniki Zdrój Region (The Central Sudeten). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, XLIV/1, 65–92.
- GUNIA T., 1976. Nowe wyniki badań stratygraficznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich, Orlickich i metamorfiku Śnieżnika. W: Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Mat. Konf. Ter., Wyd. Uniw. Wr., Wrocław, 39–42.
- GUNIA T., 1984a. Mikroskamieniałości z łupków kwarcytowych okolicy Goszowa w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Środkowe). Microfossils from the quartzitic schists in the vicinity of Goszów, Śnieżnik Kłodzki Massif, Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, 18, 2, 48–57.
- GUNIA T., 1984b. Mikroflora z wapieni krystalicznych okolicy Nowego Waliszowa (Krowiarki, Sudety Środkowe). Microflora of the crystalline limestones from the vicinity of Nowy Waliszów (Krowiarki Mts., Central Sudetes). *Geol. Sudetica*, 19, 2, 75–86.
- GUNIA T., WIERZCHOŁOWSKI B., 1979. Mikroproblematyki z paragnejsów Gór Bystrzyckich (Sudety). Problematical microfossils in the paragneisses of the Bystrzyckie Mts (Sudetes, Poland). *Geol. Sudetica*, 14, 2, 7–25.
- HOLDAWAY M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97–131.
- KALKOWSKA H., 1989. Petrografia marmurów i skał współwystępujących z Rogózki (metamorfizm Śnieżnika) z uwzględnieniem zjawisk krasowych. *Maszynopis pracy magist.*, Inst. Nauk Geol., Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- KARWACKI A., 1990. Litologia i petrogeniza marmurów kłodzkich. Lithology and petrogenesis of Kłodzko marbles. *Zesz. Nauk. AGH.*, 47, 1–163.
- KASSOLO-FOURNARAKI A., 1991. Ca-rich scapolite in quartz amphibolites from the Sarti area, Northern Greece. *Eur. J. Mineral.*, 3, 887–894.
- KASZA L., 1958. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Arkusz Nowa Morawa. Inst. Geol., Warszawa.
- KASZA L., 1964. Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. *Geol. Sudetica*, 1, 119–168.
- KOZŁOWSKI K., 1965. Kompleks granulitowy Starego Gierałtowa w Górach Żłoty. The granulitic complex of Stary Gierałtów – East Sudetes. *Arch. Mineral.*, 25, 1/2, 5–122.
- KOZŁOWSKI K., ŻABA J., FEDIUK F., 1986. Petrologia skał metamorficznych. Uniw.

Śląski, Katowice.

- KOZŁOWSKI S., 1989. Budowa geologiczna otoczenia jaskini. W: Jahn A., Kozłowski S., Wiszniowska T (red.). Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Ossolineum, Wrocław, 80–119.
- KRAUSE J., 1983. Mapa geologiczna okolic Travnej–Zalesi, 1:10 000 (nie publ.).
- KRAUSE J., PACLTOVA B., 1984. Results of the micropaleontological study of the Travna–Łádek Unit in Rychleby Mts. Sbornik: Korelace proterozoických stratifonních ložisek. Ustr. Ust. Geol., UG ved prir. fak. Univ. Karlovy, VII. Praha, 257–274.
- KRETZ R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277–279.
- KRYZA R., 1991. Warunki PT metamorfizmu granulitów Gór Sowich i Masywu Śnieżnika. W: Wybrane zagadnienia z dziedziny mineralogii, petrologii oraz historii nauk geologicznych. Wyd. Univ. Wr., Wrocław, 39–41.
- KUŹNIAR J., 1960. O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowianek. On the conditions of occurrence of marbles in Northwestern Krowianki (Sudeten). *Kwart. Geol.* 4, 1, 217–262.
- KWIECIŃSKA B., 1980. Mineralogy of natural graphites. *Prace Mineral. Oddz. PAN w Krakowie*, 67, 1–86.
- LIEW T.C., HOFMANN A.W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sm isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 2, 129–138.
- LIPPMANN F., 1973. Sedimentary Carbonate Minerals. Springer Verlag, Berlin.
- LORENC S., 1983. Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. Petrogenesis of the Wojcieszów crystalline limestones (Góry Kaczawskie, Sudetes Mts.). *Geol. Sudetica*, 18, 61–119.
- MOORE C.H., 1989. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sediment.*, 46, 338pp. Elsevier, Amsterdam.
- NARĘBSKI W., WICHROWSKI Z., 1979. Petrogenetyczne aspekty geochemii amfibolitów osłony metamorficznej granitoidów Bielic (Sudety Środkowe). Petrogenetical aspects of geochemistry of amphibolites of metamorphic cover of the Bielice granitoids (Middle Sudetes). *Arch. Mineral.*, XXXV, 1, 111–144.
- OBERC J., 1957. Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. Przew. XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój, 19–21 maja 1957. Wrocław, 72–89.
- OBERC J., 1964. Tektonika wapieni w Stroniu Śląskim. Tectonics of limestones at Stronie Śląskie. *Kwart. Geol.* 8, 2, 211–223.
- OBERC J., 1972. Budowa geologiczna Polski, T. IV. Tektonika, 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC J., 1977. The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) Elements in South Western Poland. In: Geology of Poland, 4: Tectonics (ed. W. Pożaryski), Wyd. Geol. Warszawa, 99–173.
- OBERC J., 1987. Rola bloków litosfery i ruchy przesuwcze w przedmolasowym rozwoju waryscydlów na brzegach Masywu Czeskiego. A role of lithosphere blocks and shifting movements in the premolasse development of the Variscides on the Bohemian Massif margins. *Przegl. Geol.* 6, 290–299.
- OLIVER G. J.H., CORFU F., KROGH T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.*, London, 150, 355–369.
- PAUK F., 1953. Poznamky ke geologii Orlických hor a Kralického Snežniku. *Vest. Ustr. Úst. Geol.*, 28, Praha, 193–212.
- POUBA Z., PADERA K., FIALA J., 1985. Omphacite granulite from the NE marginal area of the Bohemian Massif (Rychleby Mts). *N. Jb. Mineral. Abh.* 151, 1, 29–52.

- POWELL, R., CONDLIFFE D.M., CONDLIFFE E., 1984. Calcite-dolomite geothermometry in system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$: an experimental study. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 33–41.
- ROEDDER E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 644 pp. Mineral. Soc. Amer.
- RICHARDSON S.W., 1968. Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9, 467–488.
- SAWICKI L., 1962. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. Arkusz Międzyzlesie. Inst. Geol. Warszawa.
- SLAUGHTER J., KERRICK D.M., WALL V.J., 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. *Am. J. Sci.*, 275, 143–162.
- SMULIKOWSKI K., 1957. Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przew. XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój, 19–21 maja 1957, Wrocław, 37–54.
- SMULIKOWSKI K., 1967. Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, 3, 7–180.
- SMULIKOWSKI K., 1979. Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Polymetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Góry Złote Mts in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, 14, 1, 7–76.
- SMULIKOWSKI K., BAKUN-CZUBAROW N., 1973. New data concerning the granulite-eclogite rock series of Stary Gieraltów, East Sudetes, Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre*, 21, 1, 25–34.
- STELTENPOHL M.G., CYMERMAN Z., KUNK M.J., 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology and tectonic evolution of the Śnieżnik complex, easternmost Alleghanian Variscan orogeny, Sudety Montains, Poland. *Geol. Soc. Am. Abstr.*
- SUESS F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Mat. Nat. Kl.*, 88, 541–651.
- SUK M., 1983. Petrology of Metamorphic Rocks. Academia, Praha.
- TEISSEYRE H., 1956. Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. *Przegl. Geol.*, 3, 97–104.
- TEISSEYRE H., 1957. Budowa geologiczna okolic Międzygórz. Przew. XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój, 19–21 maja 1957. Wrocław, 54–72.
- TEISSEYRE H., 1975. Rozwój i sekwencja deformacji tektonicznych w metamorfiku Sudetów. Przew. XLVII Zjazdu PTG. Wyd. Geol. Warszawa, 21–33.
- TEISSEYRE J., 1961. Skały wapienno-krzemianowe Masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mountains in the Sudetes. *Arch. Mineral.*, 23,1, 156–196.
- TURNER F.J., 1980. *Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects*. 2nd. ed., McGraw Hill B. C., New York.
- van BREEMEN O., AFTALION M., BOWES D.R., DUDEK A., MISA Z., POVONDRA P., VRANA S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian massif Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci.*, 73, 89–108.
- VANGEROW E. F., 1943. Das Normalprofil des Algonkiums und Kambriums in den mittleren Sudeten. *Geol. Rundsch.*, 34, 1, 10–12.
- VERNON R. H., 1983. *Metamorphic Processes. Reactions and Microstructure Development*. 2nd. ed., Georg Allen & Unwin, London.
- WATYCHA L., 1949. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1947 w okolicy Janowej Góry, pow. Bystrzyca, Śląsk Dolny. Sprawozdanie z prac Wydziału Rud za rok 1947. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 92–102.

- WENK H.R., BARBER D.J., REEDER R.J., 1983. Microstructures in carbonates. In: Reeder R. J. (ed.): Carbonates: Mineralogy and Chemistry, *Reviews in Mineralogy*, 11, 301–367. Mineral. Soc. Amer.
- WILSON J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer Verlag.
- WITEK B., 1976. Badania petrograficzne marmurów złoża Wapniarka i Romanowo Górne w NW części pasma Krowiarek. Petrography of marble deposits at Wapniarka and Romanowo Górne in the North-Western part of the Krowiarki Range (Eastern Sudetes). *Kwart. Geol.* 20, 2, 241–260.
- WITEK B., 1989. Charakterystyka petrograficzna serii marmurów wapienno-dolomitowych. W: Jahn A., Kozłowski S. i Wiszniewska T. (red.): Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Ossolineum, Wrocław, 119–136.
- WINKLER H.G.F., 1979. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Third ed., Springer Verlag, New York.
- WOJCIECHOWSKA I., 1986. Metabasites in the NW part of Śnieżnik metamorphic unit (Kłodzko area, Sudetes, Poland). *Geol. Rundsch.*, 75, 3, 585–593.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1984. Synmetamorphic penetrative mylonitization in orthogneisses of the Bystrzyca Mts., Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 34, 1-2, 111–130.

Stanisław KOSZELA

PETROGENESIS OF MARBLES FROM THE SOUTH-EASTERN PART OF ŚNIEŻNIK METAMORPHIC MASSIF (SUDETES)⁴

SUMMARY

The Orlica-Śnieżnik Dome (Pauk, 1953, Don *et al.* 1990) is the easternmost tectonostratigraphic unit of the Western Sudetes, with the outcrops of crystalline rocks divided into western and eastern parts by the Upper Cretaceous Upper Nysa graben. The eastern part, referred to the Śnieżnik Metamorphic Massif (SMM), consist of various gneisses and two-mica schists (Fig. 1). The latter are accompanied by paragneisses and have intercalations of carbonate rocks, light and graphite quartzites, mafic and felsic metavolcanic rocks, distinguished as the Stronie Formation. The schists and paragneisses are composed of biotite, muscovite, quartz and plagioclase (2–27% An), with minor garnet and staurolite, and scarce sillimanite and kyanite. Mineral assemblages of these rocks indicate the amphibolite facies metamorphism (Smulikowski 1979).

The Stronie Formation was micropaleontologically studied, which revealed Riphean–Early Cambrian age of its sedimentary protolith (Gunia 1974, 1976, 1984a, b, Gunia, Wierzchołowski 1979, Krause, Pacltova 1984). Isotope ages of other rocks from the SMM are scattered within ca 500–330 Ma span, reflecting complex tectonothermal history of the whole dome that is differently interpreted by various research workers (Don *et al.* 1990). In the present paper, Don's (Don *et al.* 1990) model of tectonometamorphic evolution of the SMM has been adopted as a template for interpreting conditions of sedimentation, diagenesis and metamorphism of the studied carbonate rocks in the light of outcrop, petrographic and chemical data. According to

⁴ Manuscript received on 20 June 1994, accepted for publication in October 1996.

this model, in the SE part of the SMM, 6 anticlinorial structures with gneissic cores are surrounded by mainly schistose synclinoria (Fig. 2).

Petrography

Carbonates within Stronie Formation occur usually in some kilometres long arrays of separate outcrops stretched parallel to the synclinorial boundaries as lenticular and layered bodies. Such individual bodies are few to tens of metres thick and few to hundreds of metres long. The carbonate rocks appear in two lithological associations: metavolcanic and metasedimentary. Metavolcanic association comprises amphibolites, amphibole schists, meta-rhyolites, metatuffs and metatuffites along with some subordinate metasediments. Metasedimentary association comprises only metasediments. Most of the carbonate rocks belong to metavolcanic association.

Chemical composition of carbonate rocks from SMM (Fig. 3, 6) is variable. They can be subdivided into carbonate rocks ($S < 10\%$), carbonate rocks with silicates ($10\% < S < 50\%$), carbonate-silicate rocks ($S > 50\%$). Another subdivision allows to discern calcareous ($Dol < 10\%$), dolomite-calcareous ($Cal > Dol > 10\%$), calcareous-dolomite ($Cal < Dol < 70\%$), dolomite ($Dol > 70\%$) rocks. Among carbonate rocks with silicates also calcareous ($Dol < 10\%$), dolomite-calcareous ($Cal > Dol > 10\%$), calcareous dolomite ($Dol > Cal > 10\%$) and dolomite ($Cal < 10\%$) types can be discerned. In a single outcrop such petrographic diversity is usually seen in vertical profile while it is insignificant along strike.

Based on differences observed in chemical composition and petrographic properties, such as colour, mineral composition, structure, several lithotypes of carbonate rocks in SMM have been recognized and distinguished (Fig. 3). These are: C – calcareous marbles: white, coarse and medium-grained, homogeneous, with incoherent flake microstructures (Pl. I, 1); D – dolomite marbles: creamy, fine-grained, laminated (Pl. I, 2); CD – calcareous dolomite marbles: white creamy, heteroblastic, laminated (Pl. II, 1); SC, SCD, SD – calcareous marbles, calcareous dolomite marbles and dolomite marbles with silicates: white green or white brown, heteroblastic, with carbonate-silicate lamination (Pl. II, 2); G – graphite marbles and graphite marbles with silicates: light to dark gray, coarse to fine-grained, homogeneous to laminated (Pl. III, 1), CS – petrographically differentiated carbonate-silicate rocks.

The common marbles, marbles with silicates where calcite prevails over dolomite and carbonate-silicate rocks (C, CD, SC, CS) are distinctly bedded, beds being 1–2 metres thick. Bedding in these rocks is frequently underlined by thin (up to several centimetres) intercalations of silicate rocks. Rocks in which dolomite prevails over calcite (D, SCD, SD) are massive or only indistinctly bedded. Layer thickness in these rocks reaches tens of centimetres. Carbonate rocks from SMM are most frequently laminated (calcite-dolomite lamination in CD (Pl. III, 2, Pl. IV, 1), carbonate-silicate lamination in CS, SCD, SD). Thickness of those laminae ranges from several to dozen or so millimetres and boundaries between them are usually indistinct (compare Pl. II-Pl. III). Lamination is consistent with bedding.

In some samples (thin sections of carbonate rocks from Kletno and Rogózka) biogenic, calcite skeletal structures (Pl. IV-VI) have been recognized. According to the present author, these structures are of undoubtedly biogenic

origin, although taxonomically indeterminable because of very bad preservation. It was for the first time that the presence of such biogenic skeletal forms in carbonate rocks from SMM was stated; such evidence points to Palaeozoic age of sedimentary protolith of the Stronie Formation and indicates at least partly biogenic and organodetritic origin of the studied carbonate rocks.

Sedimentation

In SMM, carbonate rocks are present within and at the top of the meta-volcanic association, what suggests primary link between volcanism and carbonate sedimentation. The occurrence of carbonate rocks surrounded by two-mica shists, amphibolites and amphibole schists (Fig. 5, 7) points to volcanogenic and clayey protoliths, probably deposited far from continental margin. Lithotype CS occurring at the base of carbonate series and at the contact with metavolcanic rocks was originally generated along the borders of carbonate and silicate sedimentary environments, with dominant volcanogenic influence. Original sediments of the lithotype G, containing dispersed organic substance and laminated sediments of lithotype SC with sulphate mineralization occurring at the base of carbonate rocks profile, could have been formed rather below the wave base in a relatively deeper environment, on the border of carbonate and silicate environments. Light colours of lithotypes C, CD and D and insignificant amount of silicate admixtures point to carbonate sedimentation in shallow water and highly oxidized environment. Composition and sizes of relict bioclasts preserved in carbonate rocks suggest that coarse blastic marbles of lithotype C and calcareous aggregates in other lithotypes could originally comprise skeletal fragments. The presence of fine grained dolomite in marbles of lithotype D and in dolomite aggregations in other lithotypes allows to assume that original sediments which undergone diagenetic dolomitization could have been finer grained compared to sediments of lithotype C. Lithotype D occurs at the top of carbonate rocks profile (Fig. 8), which shows that its protolith may have been formed in an inner lagoon, with biogenic sediments of lithotype C being formed mostly outside and locally within the lagoon. Laminated carbonate sediments of lithotype CD probably originated from algae biosedimentation in a low energy shallow water environment. The occurrence of sedimentary deformation structures allows to assume that lithotypes C and SC were deposited by local sediment flows on the slopes and at the foot of submarine morphological highs. Lithotypes SCD and SD could have been formed by wholesale or partial dolomitization of SC type sediments. The cessation of carbonate sedimentation was probably related to the basin deepening (appearance of graphite schists) or/and the end of volcanic activity.

Diagenesis

Poorly identifiable outlines of original components (bioclasts, ooids, pellets, etc.) prove that diagenetic and metamorphic recrystallization has blurred the primary boundaries of these components against carbonate matrix. Several lines of evidence, such as presence of calcareous marbles, hypautomorphic habit of dolomite with respect to calcite and calcareous

composition of relict biogenic structures indicate calcium carbonate composition of original sediments. Indistinct contacts of dolomite and calcite aggregates, parallel to bedding of dolomite concentrations, and lack of any relations between dolomite occurrences and tectonic structures attest to diagenetic origin of the dolomite. Small sizes of dolomite grains and presence of coarse-grained calcareous biogenic components indicate that dolomitization mainly developed in fine-grained carbonate sediments. Assuming biogenic origin of carbonate sediments it can be said that a part of magnesium ions necessary for dolomitization process became mobile as a result of neomorphic changes (Bathurst 1971). From the presence of dolomite in silicate laminae of lithotype SCD, and muscovite (no biotite) in dolomite marbles and also from the occurrence of small carbonate lensoid bodies composed of lithotype D within mica schists, it is inferred, that clay minerals (illite) must have been one of the most probable sources of magnesium for the studied carbonate rocks of the Stronie Formation. Small amount of magnesium in Mg-calcite and in illite allows to assume that dolomitization resulting from recrystallization of the original carbonate components and disintegration of clay minerals were relatively of minor importance. Large aggregations of lithotype D in central parts of outcrops suggest that the main phase of dolomitization was developing in the thickest parts of carbonate rocks. The main phase of dolomitization was probably connected with the migration of fluids enriched in Mg.

Metamorphism

Mineral parageneses of carbonate rocks from Stronie Formation are typical of the amphibolite facies metamorphism (Fig. 9). Parageneses: Cal, Qtz, Bt (Chl) occur in the lithotypes C and SC; Dol, Qtz, Ms in the lithotypes D and SD; Ep, Zo, Cam, Cpx (Di), Sph, Opq⁵ in CS (Pl. VI, 2, Pl. VII, 1).

Decrepitometric temperatures obtained for carbonate rocks point to three generations of inclusions connected with amphibolite facies (maximum at 530°C) and albite-epidote-amphibolite facies of metamorphism (maximum at 400–450°C), as well as with hydrothermal conditions (maximum at 210–240°C) (Fig. 4).

The calcite-dolomite geothermometer, defined by determining the mol. % MgCO₃ dissolved in calcite equilibrated with dolomite at or near the peak of metamorphic temperatures (Bickle, Powell, 1977), has been applied for the studied carbonates. The temperatures obtained at assumed P = 5 kbar for the samples from Krzyżnik, Rogózka and Kletno differ from each other, the highest being about 500°C. The highest temperatures obtained by this geothermometer are interpreted as minimum temperature values of the regional metamorphic peak. The lower values can be interpreted as a result of retrograde re-equilibration.

⁵ Mineral symbols after Kretz (1983)

Conclusions

1. The carbonate rocks of the Stronie Formation occur as assemblages of several separate bodies outcropping along the distance of a few kilometres. Individual bodies are some tens of metres thick and up to several hundreds of metres long lenses. Their relationship to country rocks is of primary, sedimentary character.

2. Eight lithotypes ranging from calcite marbles to carbonate-silicate rocks have been discerned.

3. The carbonate rocks are spatially associated with metavolcanic rocks. Close to the latter, the silicate rocks containing carbonate lithotypes prevail, whereas marbles occur at the top of carbonate rocks profiles.

4. Carbonate rocks contain scarce relicts of sedimentary structures such as bedding, lamination and sedimentary flows(?). Also calcite relicts of fauna skeletons have been recognized, which points to Palaeozoic age and biogenic origin of the studied rocks. The carbonates were likely deposited in shallow marine environment rather remote from continental margin, in the area of active volcanism.

5. Dolomitization of the Stronie carbonate rocks was probably of diagenetic type. Three sources of Mg ions and respective dolomitization mechanisms have been distinguished:

- neomorphic changes of Mg-calcite biogenic structures;
- diagenetic transformations of clay minerals (illite);
- migration of solutions with increased contents of Mg-ions.

6. Mineral assemblages of the carbonate rocks point to the metamorphism in the upper (clinopyroxene) and lower amphibolite facies at high fluid pressure of CO₂. Minimum temperature of these transformations calculated with calcite-dolomite geothermometer is ca 500°C at assumed P of 5 kbar. Three generations of fluid inclusions found in the carbonates are probably connected: 1) with metamorphism under lower amphibolite facies conditions (maximum at ca. 530°C), 2) with retrogressive transformations in albite-epidote-amphibolite facies (max. at ca 400–450°C), and 3) with hydrothermal phenomena (max. at ca 210–240°C).

Translated by Andrzej Żelaźniewicz

*Adam Mickiewicz University,
Institute of Geology,
ul. Maków Polnych 16,
61-686 Poznań, Poland*

**OBJAŚNIENIA PLANSZ
EXPLANATIONS OF PLATES****Plansza (Plate) I**

- 1 — Marmur kalcytowy (litotyp C) z Krzyżnika
Calcite marble (lithotype C) from Krzyżnik
- 2 — Marmur dolomitowy (litotyp D) z Kletna
Dolomite marble (lithotype D) from Kletno

Plansza (Plate) II

- 1 — Marmur kalcytowo-dolomitowy (litotyp CD) z Rogózki
Calcite-dolomite marble (lithotype CD) from Rogózka
- 2 — Marmur kalcytowy z krzemianami (litotyp SC) z Łącka Zdroju
Calcite marble with silicates (lithotype SC) from Łądek Zdrój

Plansza (Plate) III

- 1 — Grafit w marmurze grafitowym (litotyp G) z Lutynia
Graphite in the graphitic marble (lithotype G) from Lutynia
- 2 — Drobnoblastyczna lamina dolomitowa w marmurze kalcytowo-dolomitowym (litotyp CD) z Rogózki
Fine grained dolomite lamina in the calcite-dolomite marble (lithotype CD) from Rogózka

Plansza (Plate) IV

- 1 — Kalcyt (szary) w marmurze dolomitowym (litotyp D) z Kletna
Calcite (grey) in the dolomite marble (lithotype D) from Kletno
- 2 — Kalcytowy bioklast (długość ok. 3 mm) w drobnoblastycznym marmurze dolomitowym (litotyp D) z Kletna
Calcite bioclast (length ca 3 mm) in the fine-grained dolomite marble (lithotype D) from Kletno

Plansza (Plate) V

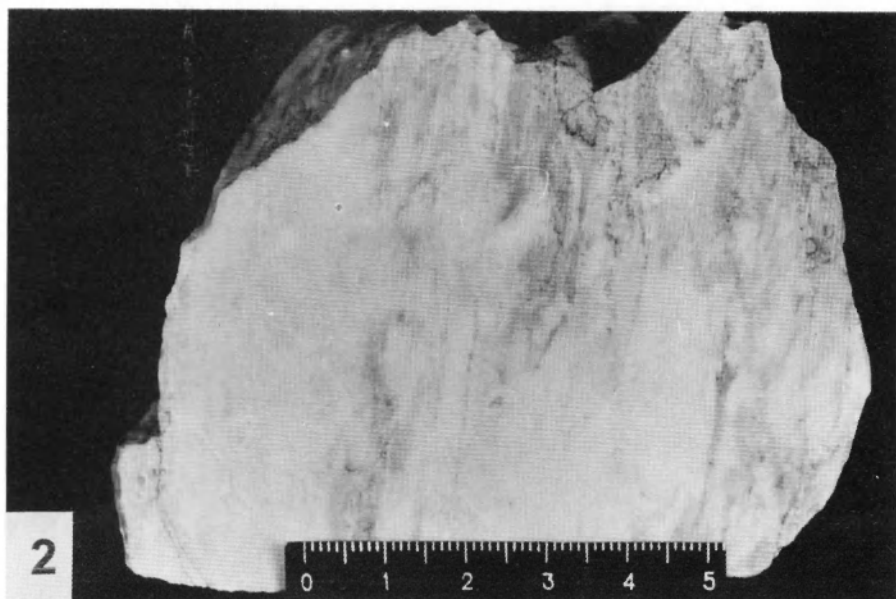
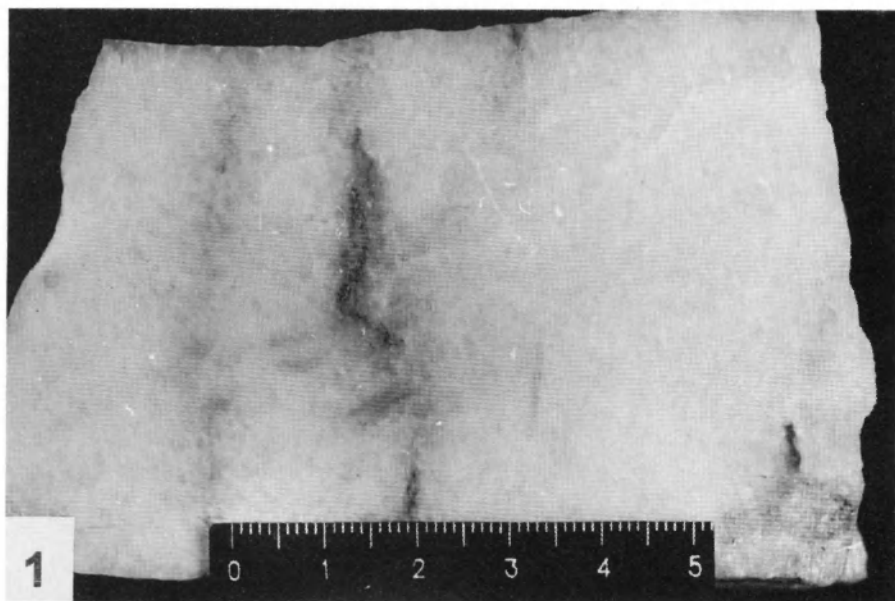
- 1 — Kalcytowy bioklast (średnica ok. 2 mm) w drobnoblastycznym marmurze dolomitowym (litotyp D) z Kletna
Calcite bioclast (diameter ca 2 mm) in the fine-grained dolomite marble (lithotype D) from Kletno
- 2 — Kalcytowy bioklast (średnica ok. 1 mm) w marmurze kalcytowym (litotyp C) z Rogózki
Calcite bioclast (diameter ca 1 mm) in the calcite marble (lithotype C) from Rogózka

Plansza (Plate) VI

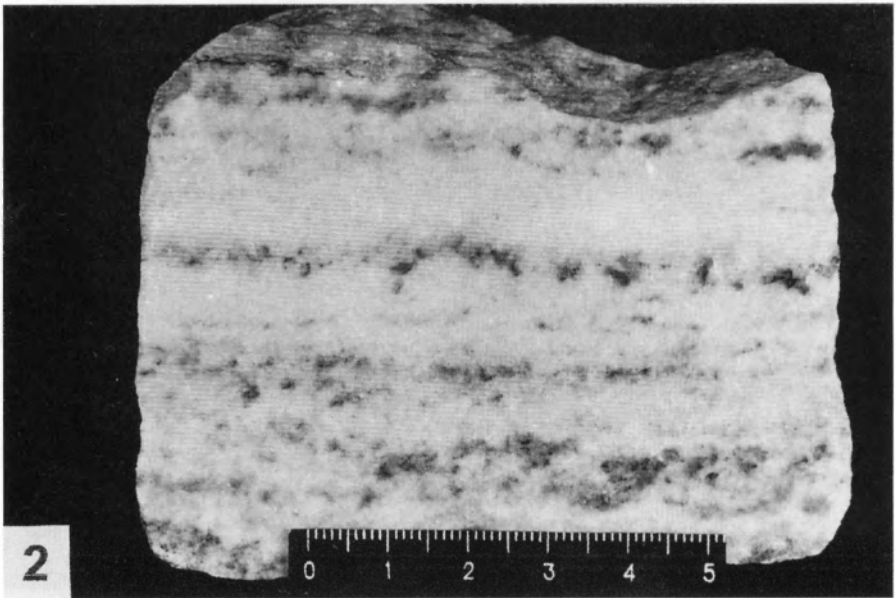
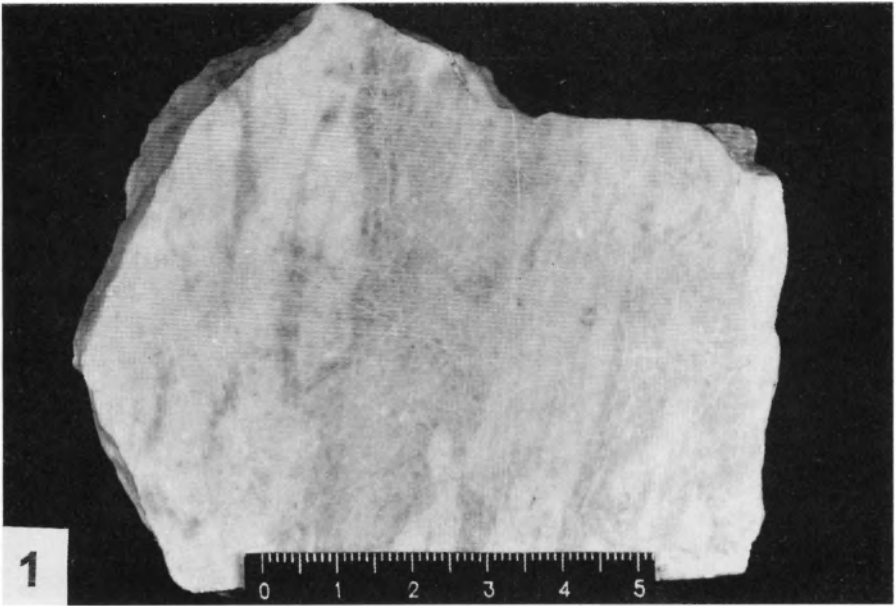
- 1 — Kalcytowy bioklast (średnica ok. 1 mm) w marmurze kalcytowym (litotyp C) z Rogózki
Calcite bioclast (diameter ca 1 mm) in the calcite marble (lithotype C) from Rogózka
- 2 — Klinopiroksen, kwarc i kalcyt w skale węglanowo-krzemianowej (litotyp CS) z Bielice
Clinopyroxene, quartz and calcite in the carbonate-silicate rock (lithotype CS) from Bielice

Plansza (Plate) VII

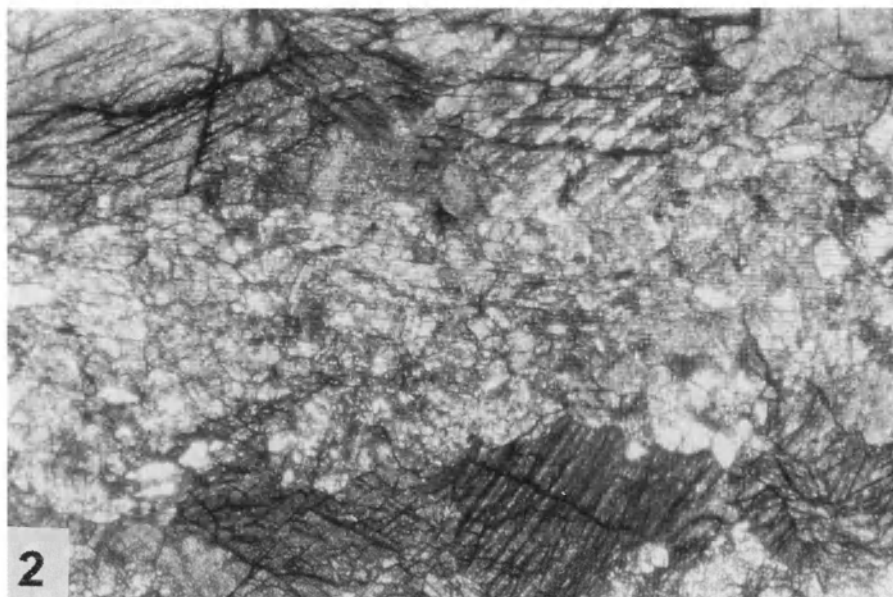
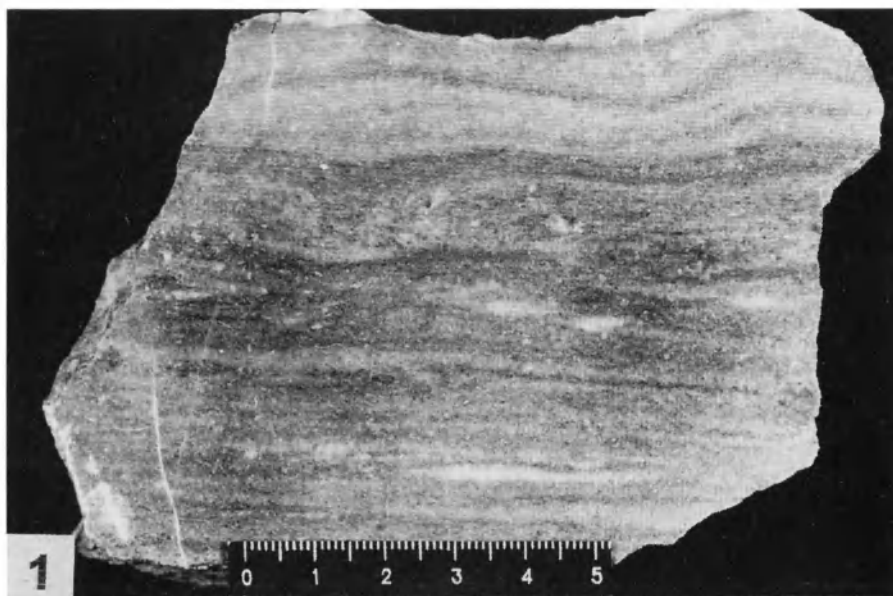
- 1 — Amfibol, tytanit, kwarc i kalcyt w skale węglanowo-krzemianowej (litotyp CS) z Bielice
Amphibole, titanite, quartz and calcite in the carbonate-silicate rock (lithotype CS) from Bielice

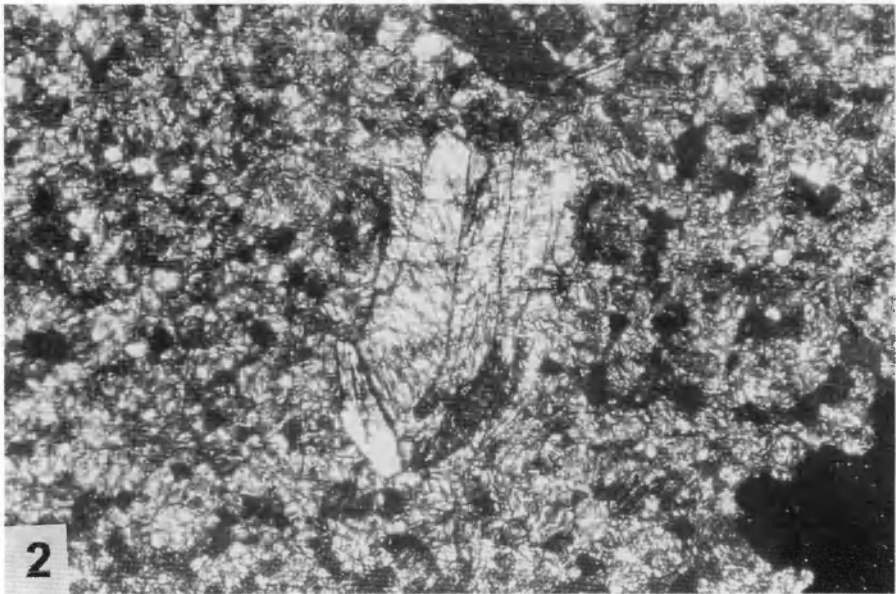
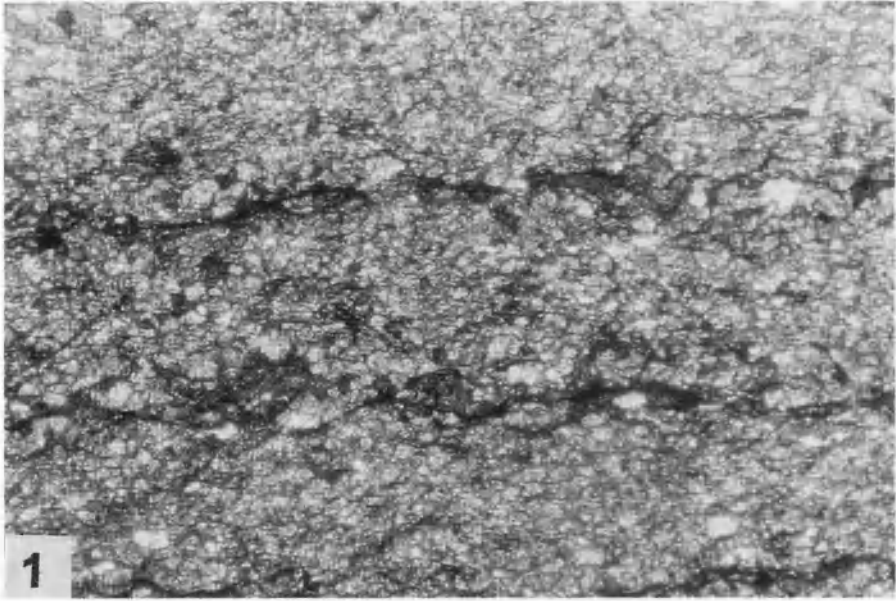


Stanisław KOSZELA – Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)

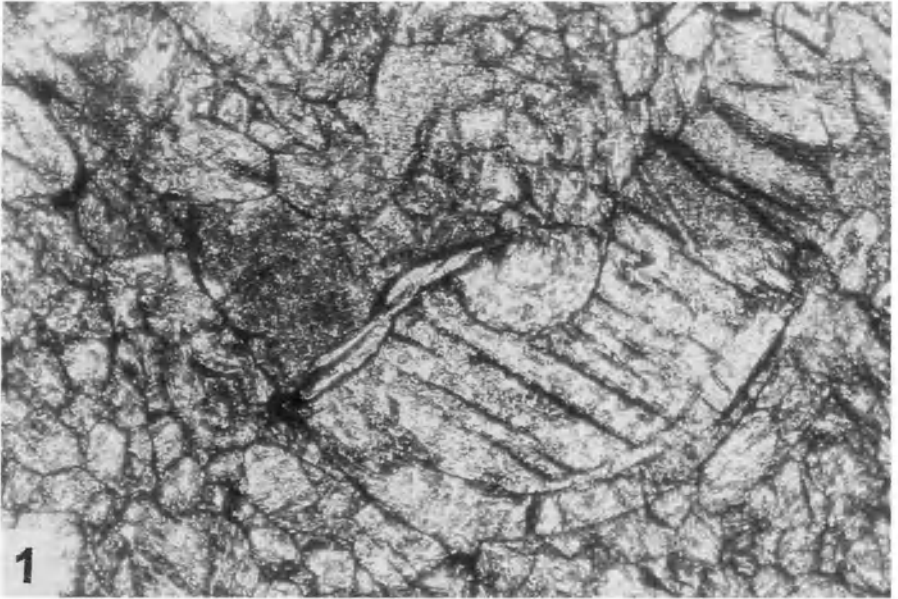


Stanisław KOSZELA – Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)

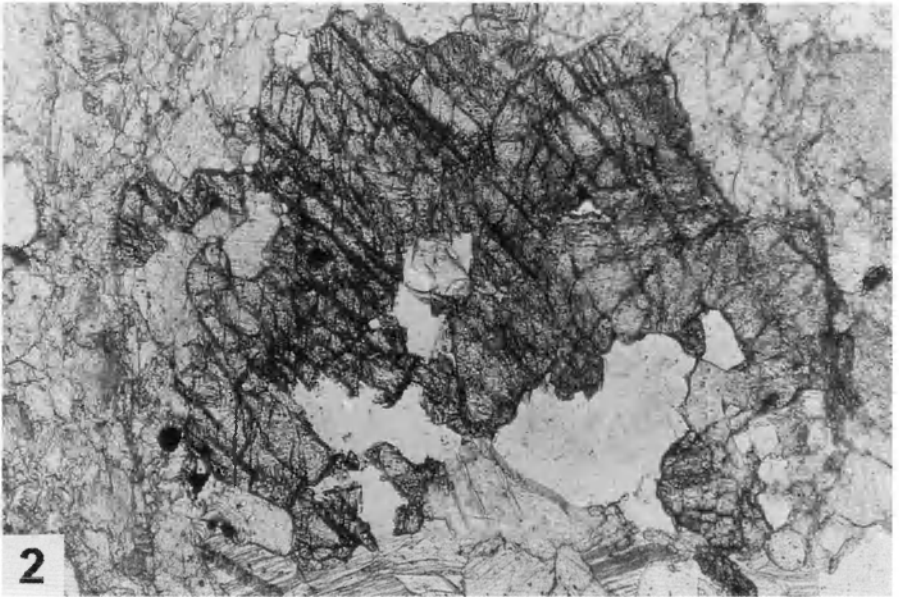
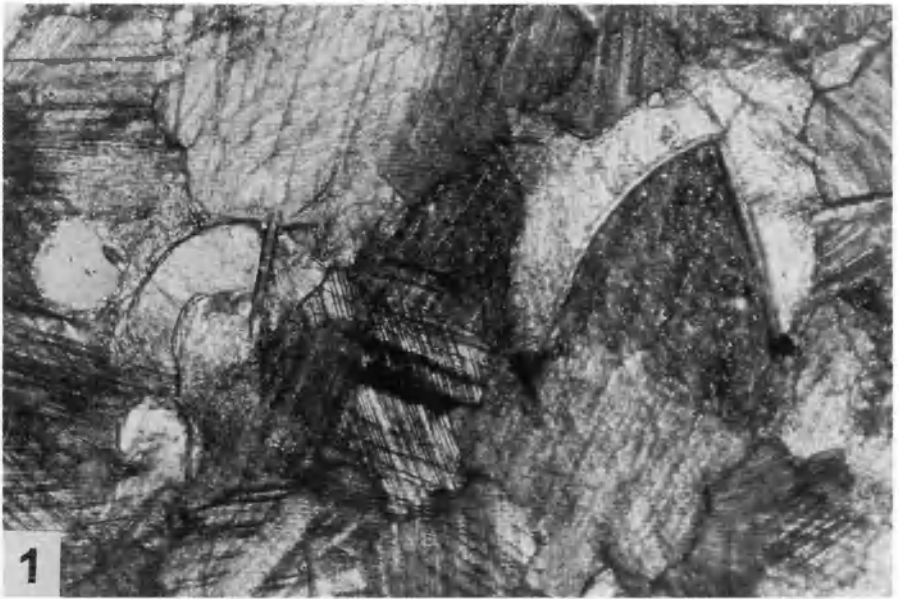




Stanisław KOSZELA – Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)



Stanisław KOSZELA – Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)



Stanisław KOSZELA – Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)

