

MARGLE KRZEMIONKOWE I FUKOIDOWE W REJONIE RYBOTYCZ: NOWE DANE LITOFACJALNE I STRATYGRAFICZNE (PŁASZCZOWINA SKOLSKA, KREDA, KARPATY)

Stanisław LESZCZYŃSKI¹, Kazimiera MALIK² & Mariusz KĘDZIERSKI¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków
² Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Leszczyński, S., Malik, K. & Kędzierski, M., 1995. Margle krzemionkowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacjalne i stratygraficzne (płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). New data on lithofacies and stratigraphy of the siliceous and fucoid marl of the Skole Nappe (Cretaceous, Polish Carpathians) (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 65: 43 - 62.

Abstract: Deposits of the Siliceous (Holovnia) and Fucoid (Kropivnik) Marl Members (SMM and FMM, respectively) are very similar. In both units the layers of marl, siltite and arenite are thin-bedded turbidites. Shales in the SMM are noncalcareous whereas they are essentially calcareous in the fucoid marl sequence.

Nannofossils indicate sedimentation of the SMM from the earliest Turonian up to middle Santonian (CC 11 - CC 15), while the FMM was deposited from the latest Santonian up to early Maastrichtian (CC 17 - CC 23b). A 100 m thick sequence of the thin-bedded silicic turbidites of the Rybnik Member which separates SMM and FMM, was deposited during a very short time interval of the Late Santonian (CC 16), i.e. only for about 1 million years.

Abstrakt: Utwory ogniwa margli krzemionkowych (z Holowni) oraz margli fukoidowych (z Kropiwnika) wykazują wiele wspólnych cech facjalnych. W obu ogniwach warstwy margli i osadów o grubszym ziarnie są turbidytami. W obrębie ogniwa margli krzemionkowych, w przewarstwieniach z marglami, siltytami i arenitami występują łupki niewapniste, podczas gdy w obrębie ogniwa margli fukoidowych występują zasadniczo łupki wapniste.

Datowania nannoplanktonu wskazują na wiek utworów ogniwa margli krzemionkowych w przedziale najstarszy turon - środkowy santon (CC 11 - CC 15) natomiast utworów ogniwa margli fukoidowych - przełom santonu i kampanu po co najmniej najstarszy mastrycht (CC 17 - CC 23b). Kompleks fliszu z Rybnika, występujący pomiędzy kompleksami obu ogniw marglowych, którego miąższość szacuje się na ok. 100 m, według niniejszych datowań odpowiada poziomowi CC 16, czyli osadzał się tylko przez około 1 mln lat.

Key words: flysch, marls, lithofacies, stratigraphy, nannoplankton, Cretaceous, Polish Carpathians.

Manuscript received 10 March 1995, accepted 15 November 1995

WSTĘP

Stopień rozpoznania stratygraficznego utworów górnokredowych płaszczowiny skolskiej, zawierających margle krzemionkowe i fukoidowe jest stosunkowo wysoki. Kompleksy zbudowane w przewadze z margli zostały opisane i wydатовane w wielu przekrojach. Szczegółowość datowań jest jednak różna w poszczególnych profilach i u różnych autorów, zależnie od zastosowanej metody i materiału poddanego badaniom.

W niniejszej pracy prezentowane są wyniki szczegółowych badań stratygraficznych margli krzemionkowych i fukoidowych trzech profili w rejonie wskazanym przez J. Kotlarczyka (1978) jako stratotypowy dla obejmującej te utwory formacji ropianieckiej. Zebrane materiały pozwalają uściślić dotychczasowe opinie o wykształceniu litofacjalnym, pozycji stratygraficznej ogniwa margli krzemionko-

wych w stosunku do ogniwa margli fukoidowych. Analizy litostratygraficzne zostały przeprowadzone przez S. Leszczyńskiego i K. Malik, natomiast datowania profili na podstawie skamieniałości nannoplanktonu wykonał M. Kędzierski. Autorzy wyrażają nadzieję, że wyniki przeprowadzonych badań przyczynią się do udoskonalenia obrazu stratygraficznego utworów górnokredowych serii skolskiej. Praca niniejsza powstała w ramach projektu badawczego KBN nr 6 P201 038 05.

TEREN BADAŃ

Teren badań znajduje się we wschodniej części Pogórza Przemyskiego, w dolinie i dorzeczu Wiaru, 30 km na południowy zachód od Przemyśla (Fig. 1). Przypowierzchniowe serie skalne reprezentowane są tam przez silnie zdeformo-

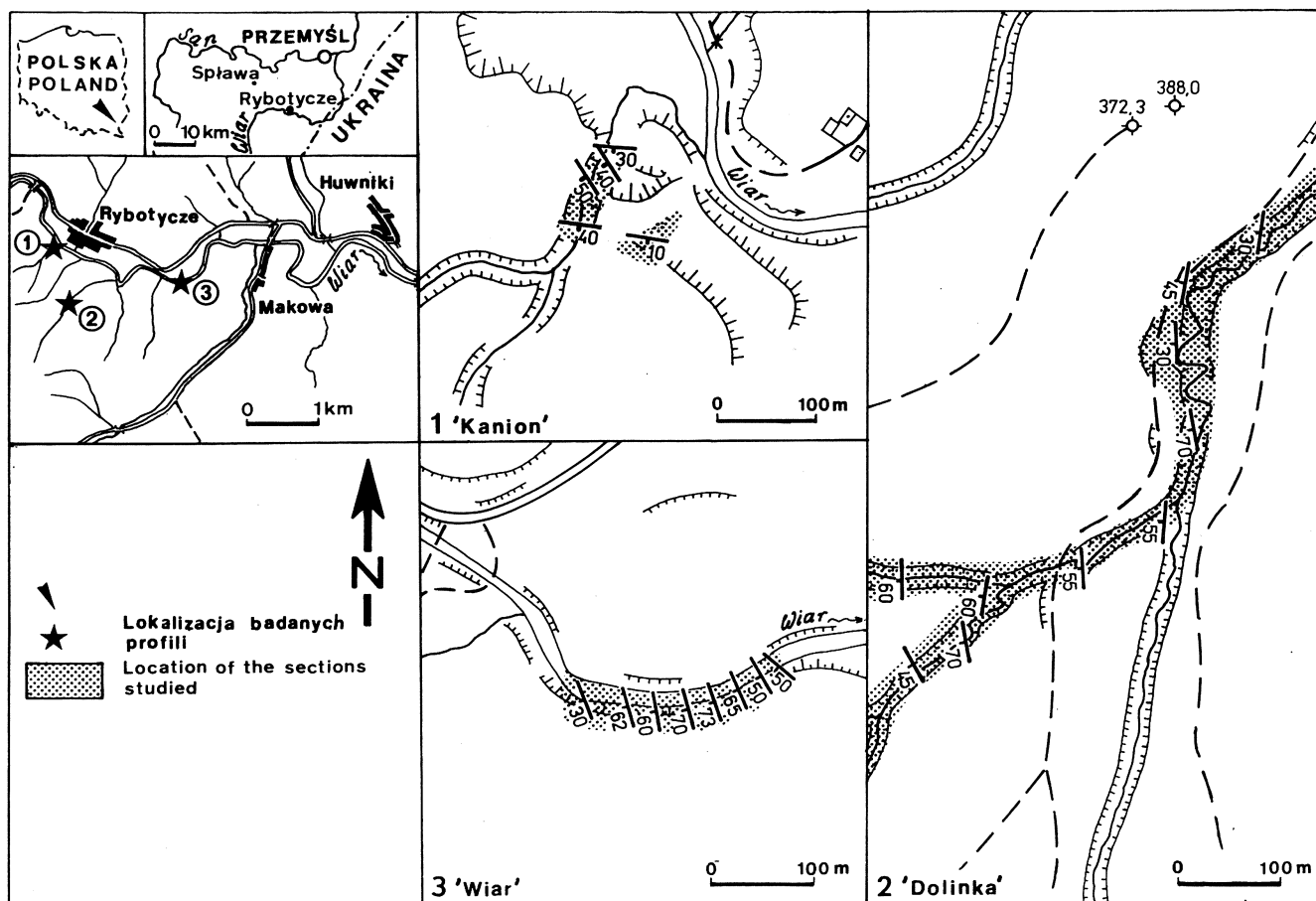


Fig. 1. Lokalizacja badanych profili

Location of the sections studied

wane tektonicznie, kredowo-paleogeńskie utwory fliszowe płaszczowiny skolskiej. Przykrywają je utwory czwartorzędowe pochodzące głównie z wietrzenia utworów fliszowych i molasowych, przemodelowane przez wiatr, wodę i procesy stokowe (Gucik *et al.*, 1991). Wschodnie utworów fliszowych mają przebieg NNW-SSE i tworzą szereg wąskich łusek tektonicznych ponasuwanych na siebie od południowego zachodu. W obrębie poszczególnych łusek występują mniejszej skali deformacje, często dysharmonijne i nieciągłe. Liczne są luki tektoniczne w profilach (Kotlarczyk, 1988).

Flisz odsłonięty jest głównie w korytach rzek i strumieni, w mniejszym stopniu w zboczach dolin i wrzynkach drogowych. Reprezentowany jest on głównie przez górnokredowo-paleoceńskie łupki, piaskowce i margle wydzielane jako warstwy ropianieckie (Paul & Tietze, 1877), warstwy inoceramowe (Uhlig, 1885), albo jako formacja z Ropianki (Kotlarczyk, 1978). Inne rodzaje skał oraz utwory starszego i młodszego fliszu mają udział podrzędny.

Badane profile reprezentują niższą część formacji z Ropianki i znajdują się (Fig. 1): (1) w dolince z wodospadem (Rybotycze-Kanion), uchodzącej do Wiaru od południa na zachodnim skraju Rybotycz, (2) w dolince uchodzącej do Wiaru od południa, naprzeciw PGR w Rybotyczach (Rybotycze-Dolinka) oraz (3) na zakolu Wiaru pomiędzy Makową

i Rybotyczami (Rybotycze-Wiar). Profile te opisane są również w pracach Kotlarczyka (1978, 1979, 1985, 1988). Profil pierwszy reprezentuje ogniwo margli krzemionkowych, natomiast dwa pozostałe przedstawiają głównie ogniwo margli fukoidowych (Fig. 2). Ogniwa te oddzielone są kompleksem łupkowo-piaskowcowym o miąższości około 100 m, nazwanym przez Kotlarczyka (1985) fliszem z Rybnika.

METODY BADAŃ

Badane profile poddane zostały analizie sedimentologicznej, polegającej na opisie i pomiarze wszystkich makroskopowo dostrzegalnych cech skał. Ze względu na różny stopień odsłonięcia i duże podobieństwo facjalne, profile badane były z różną dokładnością.

Profil Rybotycze-Kanion (Fig. 3A) był analizowany warstwa po warstwie w całym odsłoniętym odcinku. Jego wykształcenie zostało następnie zilustrowane z uwzględnieniem wszystkich wyodrębnionych warstw, różniących się litofacjalnie i genetycznie, z zaznaczeniem charakteru petrograficznego warstw oraz ich miąższości. Każdy rytm turbidyt-interturbidyt, wydzielany jako najmniejsza jednostka genetyczna, zilustrowany został na odrębnym poziomie wykresu (Fig. 4). Taki sposób ilustracji pozwolił uwydatnić

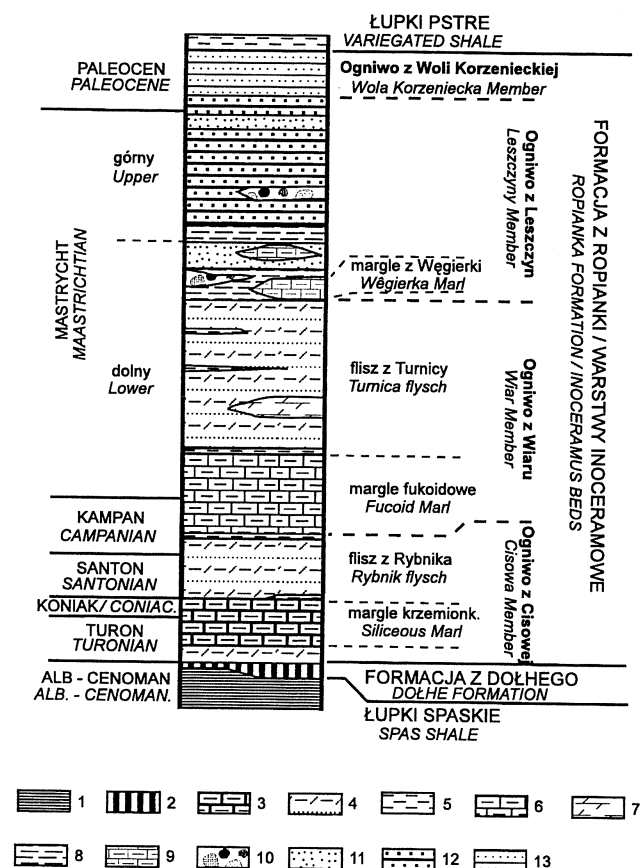


Fig. 2. Stratygrafia utworów górnej kredy - paleocenu serii skolskiej wg Kotlarczyka (1988). Opisy wydzieleni nieco zmienione. 1 - łupki ciemnoszare i czarne, 2 - łupki zielone, lokalnie rogowce i łupki czerwone, 3 - margle krzemionkowe, 4 - piaskowce cienkoławicowe i łupki wapienne, 5 - łupki pstre, 6 - margle fukoidowe, 7 - margle miękkie, 8 - łupki szare, 9 - margle kredowate (bakulitowe), 10 - żwirówce (okrucowce z Makówki), 11 - piaskowce gruboławicowe, 12 - piaskowce cienko- i średnioławicowe, 13 - piaskowce cienkoławicowe kruche i łupki bezwapienne

Stratigraphy of Upper Cretaceous - Paleocene deposits of the Skole nappe acc. Kotlarczyk (1988). 1 - dark gray and black shales, 2 - green shales, locally cherts and red shales, 3 - siliceous marls, 4 - thin-bedded sandstones and calcareous shales, 5 - variegated shales, 6 - fucoid marls, 7 - soft marls, 8 - gray shales, 9 - chalky marls (Baculites marls), 10 - debrites (Makówka Debrite), 11 - thick-bedded sandstones, 12 - thin- and medium-bedded sandstones, 13 - thin-bedded, brittle sandstones and noncalcareous shales

zróznicowanie litologiczne badanego profilu, proporcje poszczególnych rodzajów skał oraz ich rozmieszczenie w profilu.

Profil Rybotycze-Dolinka (Fig. 3B) analizowany był warstwa po warstwie tylko w jego dolnej części, wyróżniającej się osobiście dużym udziałem piaskowców (Fig. 5). Ponadto cały ten profil, aż do nasunięcia kolejnej łuski, został opisany i zilustrowany podobnie jak profil w Wiarze.

Profil Rybotycze-Wiar (Fig. 3C) analizowany był warstwa po warstwie tylko w części spagowej i stropowej,

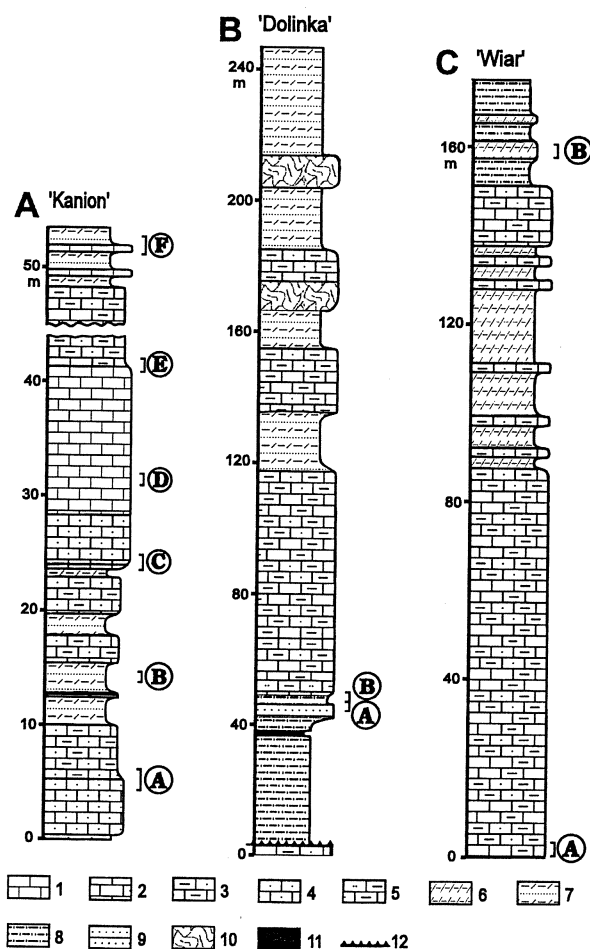


Fig. 3. Uogólnione profile litofacjalne badanych przekrojów. Symbole z prawej strony kolumn wskazują odcinki prezentowane na Fig. 4-6. A - Rybotycze-Kanyon, B - Rybotycze-Dolinka, C - Rybotycze-Wiar. 1 - margle twarde, podrzędnie margle miękkie, łupki, siltity i arenity, 2 - margle twarde i miękkie, podrzędnie, siltity, arenity i łupki, 3 - margle twarde i miękkie, łupki, arenity i siltity, 4 - margle twarde z licznymi przewarstwieniami arenitów, siltitów i łupków, podrzędnie margle miękkie, 5 - margle miękkie z licznymi przewarstwieniami siltitów, arenitów i łupków, podrzędnie margle twarde, 6 - margle miękkie, siltity i arenity, podrzędnie łupki i margle twarde, 7 - margle miękkie, arenity, siltity i łupki, 8 - łupki, podrzędnie siltity, arenity i margle, 9 - cienko- i średnioławicowe arenity przekładane cienkimi warstwami łupków, 10 - margle chaotyczne, 11 - łupki czerwone, 12 - nieciągłość tektoniczna

Generalized lithofacies logs of the sections studied. Symbols on the right side of logs indicate position of detailed lithologic logs presented in Figs 4-6. A - Rybotycze-Kanyon, B - Rybotycze-Dolinka, C - Rybotycze-Wiar. 1 - hard marls, subordinately soft marls, shales, siltites and arenites, 2 - hard and soft marls, subordinately siltites, arenites and shales, 3 - hard and soft marls, shales, arenites and siltites, 4 - hard marls with frequent alternations of arenites, siltites and shales, subordinately soft marl, 5 - soft marls with frequent alternations of siltites, arenites and shales, subordinately hard marls, 6 - soft marls, siltites, arenites, subordinately shales and hard marls, 7 - soft marls, arenites, siltites and shales, 8 - shales, subordinately siltites, arenites and marls, 9 - thin- and medium-bedded arenites, alternating with thin shale layers, 10 - chaotic marls, 11 - red shales, 12 - tectonic discontinuity

znacznie różniących się od siebie litofacjalnie (Fig. 6). Ponadto cały ten profil został opisany i zilustrowany pakiet po pakiecie, czyli wiązkami warstw, które wyodrębniały się litofacjalnie, z określeniem rodzaju skał i ich proporcji.

W oparciu o zebrane materiały sporządzona została charakterystyka litofacjalna profili oraz określono ich podobieństwa i różnice. Badane skały zostały sklasyfikowane głównie na podstawie wielkości składników i składu petrograficznego. Ze względu na duże zróżnicowanie składu (proporcje między składnikami węglanowymi, kwarcem detrytycznym, krzemionką biogeniczną i minerałami ilastymi), skały zbudowane w przewodzie z frakcji piaskowej nazywane były arenitami, pyłowej – siltymi, ilowej – marglami lub łupkami (iłowcami, mułowcami), w zależności od zawartości CaCO_3 . Margle dzielone były dalej stosownie do stopnia zwięzłości i łupkowatości.

W 25 próbkach (tj. w 15 próbkach z profilu Kanionu, w 6 próbkach profilu Wiaru oraz w 4 próbkach ze spagu profilu Dolinki), badane były skamieniałości nannoplanktonu. Badania te prowadzone były na preparatach proszkowych – po jednym z każdej próbki. Preparaty oglądane były pod mikroskopem świetlnym w powiększeniach 800x i 1600x. Oznaczenia nannoplanktonu zostały wykonane według systematyki Perch-Nielsen (1985) i Varol (1992). Dla obserwacji przy powiększeniach 800x zastosowano czterostopniową skalę częstości występowania poszczególnych taksów w próbce (v. Tab. 2). Ponadto, w skali trójstopniowej (v. Tab. 2) określana była liczebność nannoplanktonu.

Rozpoznane zespoły nannoplanktonu zostały zinterpretowane w odniesieniu do standardowych poziomów CC według Sissingh (1977) i Perch-Nielsen (1985). Biostratygrafię oparto na pierwszych wystąpieniach najmłodszego taksonu w próbie.

MARGLE KRZEMIONKOWE I FUKOIDOWE W ŚWIELE DOTYCHCZASOWYCH POGLĄDÓW

Margle krzemionkowe i fukoidowe dyskutowane są w literaturze geologicznej od ubiegłego stulecia. W najstarszych pracach wzmiankowane były one jako margle twarde i fukoidowe, stanowiące podrzędny element składowy tzw. piaskowca karpackiego. Następnie, margle te wraz z towarzyszącymi im utworami, wydzielanymi jako warstwy ropianieckie, zaliczano do neokomu, głównie na podstawie podobieństwa litologicznego do warstw cieszyńskich (Paul, 1876) oraz niefortunnych datowań amonitów znalezionych w warstwach ropianieckich w rejonie Przemyśla (Niedźwiedzi, 1876).

W niektórych pracach z końca ubiegłego i początku tego wieku oba rodzaje margli nazywane są ogólnie fukoidowymi, ze względu na występowanie w nich struktur nazywanych w uproszczeniu do dziś fukoidami, a będącymi w rzeczywistości efektem penetracji osadu przez zwierzęta (tj. bioturbacjami). Tak rozumiane margle fukoidowe dzielono dalej na margle twarde albo cementowe, margle miękkie oraz plamiste (np. Wiśniowski, 1908). Wiśniowski

(1908) podkreślił wzrost udziału margli twardych w dolnej części profilu. Zdaniem tego badacza margle twarde są silniej wapniste niż margle miękkie i część z nich ma charakter wapieni marglistych.

Po przemianowaniu warstw ropianieckich płaszczowiny skolskiej na inoceramowe (Uhlig, 1894), w związku z wykazaniem, że wyższa część tych warstw należy na pewno do górnej kredy, a nie do neokomu (Walter & Dunikowski, 1882; Uhlig, 1885, 1888, 1894), oba rodzaje margli są opisywane w powiązaniu z warstwami inoceramowymi, a dokładniej z ich dolną częścią.

Wiśniowski (1905) zaliczył oba wydzielenia – margle krzemionkowe i fukoidowe, do wspólnego interwału czasowego cenoman – mastrycht (Tab. 1). W takim ujęciu stratygraficznym wzmiankowane były margle fukoidowe i krzemionkowe w wielu późniejszych pracach (np. Wiśniowski, 1908; Świdorski, 1925; Bujalski, 1925; Watycha, 1964). Dotyczy to również prac, w których warstwy inoceramowe dzielone były na trzy, a nawet więcej części (np. Konior, 1932, 1934; Bujalski, 1934). Nowak (1927), a następnie Konior (1934), sugerowali pocenomański wiek margli krzemionkowych, natomiast Kokoszyńska (1949) zaliczyła je do albu (Tab. 1) na podstawie belemnita *Neohibolites minimus* znalezionej w utworach bezpośrednio je podścielających.

Do lat dwudziestych bieżącego stulecia oba rodzaje margli opisywane były zasadniczo razem jako margle fukoidowe i włączane były do warstw inoceramowych. W notatce Rogali z 1924 roku, relacjonującej wyniki badań przeprowadzonych przez niego, Opolskiego i Styrnałównę w latach 1922 i 1923 w rejonie Starego Sambora (dzisiejsze Karpaty Ukrainie), margle twarde podścielające warstwy inoceramowe wzmiankowane są po raz pierwszy jako margle krzemieniste. W późniejszej publikacji Styrnałówny i de Cizancourta (1925), poświęconej budowie geologicznej okolicy Rybnika nad Stryjem, margle krzemieniste przeciwstawione zostały marglom fukoidowym. W tym samym roku – 1925, Opolski (v. Kotlarczyk, 1978) nazwał margle krzemieniste marglami krzemionkowymi. Od tego czasu do dziś, utwory te w polskiej literaturze geologicznej określane są najczęściej tą nazwą. Sujkowski (1932) nazywał je wapieniami skrzemieniałymi.

Opolski (1925 v. Kotlarczyk, 1978; Opolski, 1926, 1927), podobnie jak Styrnał i de Cizancourt (1925), wydzielał kompleks z marglami krzemionkowymi jako odrębną jednostkę stratygraficzną. Margle fukoidowe wyróżniał on jako podjednostkę w obrębie warstw inoceramowych dolnych. W tym samym okresie, Styrnał de Cizancourt i de Cizancourt (1926), kartując rejon Kropiwnika nad Stryjem, wykazali, że na obszarze tym margle krzemionkowe przechodzą ku górze profilu bezpośrednio w margle fukoidowe. Niezależnie od opinii Styrnał i de Cizancourt (1925) niektórzy badacze w dalszym ciągu wydzielali je wyłącznie jako jeden kompleks (np. Bujalski, 1934; Kokoszyńska, 1949; Watycha, 1964; Bromowicz, 1974).

Z postępowaniem badań przybywało danych odnośnie zmienności przestrzennej margli krzemionkowych i fukoidowych oraz ich wzajemnych relacji (Horwitz, 1933, 1934, 1936; Wdowiarz, 1939; Watycha 1964). Horwitz (1934) zwrócił

Tabela (Table) I

Poglądy na przynależność stratygraficzną utworów z marglami krzemionkowymi i fukoidowymi z górnej kredy serii skolskiej
 Overview of stratigraphy of the sequence containing siliceous and fucoid marls in the Upper Cretaceous of the Skole succession

Wiek Age	Wiśniowski 1905	Kokoszyńska 1949	Bieda et al. 1963	Kotlarczyk 1978	Kotlarczyk 1985	Kotlarczyk 1988	Gucik 1987, 1988	Gucik et al. 1991	w tej pracy this paper
MASTRYCHT MAASTRICHTIAN									
KAMPAN CAMPANIAN									
SANTON SANTONIAN									
KONIAK CONIACIAN									
TURON Turonian									
CENOMAN Cenomanian									
ALB Albian									
APT Aptian									
BARREM Barremian									
HOTERYW Hauterivian									
WALANŻYN Valanginian									
BERIAS Berriasian									

 Margle krzemionkowe i fukoidowe nierozdzielone
 Siliceous and Fucoid Marl, nondivided
 Margle fukoidowe
 Fucoid Marl
 Flisz z Rybnika
 Rybnik flysch
 Margle krzemionkowe
 Siliceous Marl
 Kompleksy najświeższej wapienicy
 Carbonate richest units

a) na podstawie otworów od wczesnego kampanu; str. 43;
 b) na podstawie nanoplanktonu od późnego kampanu; str. 44.
 c) margle krzemionk. turon-koniak; str. 39 i 41;
 d) margle krzemionk. turon-santon; str. 65;
 e) margle fukoidowe od wczesnego kampanu; str. 70;
 f) margle fukoidowe od późnego kampanu; str. 41.
 a) acc. to foraminifera: beginning in early Campanian; p. 43;
 b) acc. to nanoplankton beginning in late Campanian; p. 44.
 c) Siliceous Marl: Turonian - Coniacian, pp. 39, 41
 d) Siliceous Marl: Turonian - Santonian; p. 65;
 e) Fucoid Marl: beginning in early Campanian; p. 70;
 f) Fucoid Marl: beginning in late Campanian; p. 41;
 ★ 1988: margle krzemionkowe w profilu Krzeczów (Splawa) są wieku koniak-santon; str. 170.
 ★ 1987: margle krzemionkowe - przełom cenomanu i turonu, w tabeli we wczesnym turonie; margle fukoidowe - starszy późny turon; str. 19-23.
 ★ 1988: Siliceous Marl in Krzeczów section (Splawa) dated as Coniacian - Santonian; p. 170.
 (dating based on foraminifera)
 1987: Siliceous Marl in text as Cenoman/Turonian; in Table: early Turonian;
 Fucoid Marl: early late Turonian; p. 19-23.

uwagę na lateralne zanikanie margli fukoidowych. Według Watychy (1964) margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Bircza - Olszany - Rybotycze nie występują w odrębnych kompleksach lecz wspólnie, tworząc dolną część warstw inoceramowych razem z przekładającymi je piaskowcami i łupkami. Przy czym, dominującym elementem mają być margle fukoidowe, zaś margle krzemionkowe mają występować jedynie lokalnie.

Udział margli zmniejsza się według Watychy ku górze profilu, od 80% w spagu do pojedynczych ławic występujących wśród piaskowców i łupków w stropie. Profile z marglami cechują się według Watychy nieregularnym przekładaniem się zespołów piaskowcowo-łupkowych z marglowo-łupkowymi. Margle w warstwach inoceramowych zanikają według niego szybko na zachód od Rybotycz. Pakiety margli występujące wśród piaskowców i łupków warstw inoceramowych na zachód od Sławy, uznał on za niezwiązane z marglami fukoidowo-krzemionkowymi. Pozycję stratygraficzną tych margli wskazał Watycha w oparciu o datowania wcześniejsze i podobnie jak Kokoszyńska (1949) przypisał tym utworom wiek albski.

Podobnie do Watychy (1964) potraktował margle fukoidowe i krzemionkowe warstw inoceramowych Bromowicz (1974). Badacz ten wydzielił je łącznie, jako margle fukoidowo-krzemionkowe. Bromowicz (1974) nie opisywał jednak najniższej części profili z marglami. Wyróżnił on trzy odmiany margli różniące się twardością, barwą oraz zawartością CaCO_3 .

Najobszerniejsza charakterystyka litofacyjna i stratygraficzna margli krzemionkowych i fukoidowych płaszczowiny skolskiej została przedstawiona przez Kotlarczyka (1978, 1979, 1985, 1988). Nawiązując do dziewiętnastowiecznej propozycji Paula (1876), zaproponował on wydzielenie utworów obejmujących wymienione wyżej margle oraz zazębiającej się z nimi i nadległej serii piaskowcowo-łupkowej górnej kredy - paleocenu jako formacji z Ropianki. W cytowanych tu pracach Kotlarczyk opisał profile margli krzemionkowych i fukoidowych z obszaru położonego między Sanem i Wiarem, przedstawiając ich ogólny charakter makrofajalny, zespoły skamieniałości, lateralne zmiany osadu oraz zinterpretował wiek tych utworów w oparciu o otwornice, inoceramę i nannoplankton. Ponadto, porównał on wykształcenie utworów formacji z Ropianki na obszarze polskiej części płaszczowiny skolskiej z odpowiadającymi im utworami z Karpat ukraińskich i rumuńskich.

Margle krzemionkowe, stanowiące spagową część formacji z Ropianki włączył Kotlarczyk do ogniwa z Cisowej (Fig. 2), natomiast margle fukoidowe zaliczył do nadległego ogniwa Wiaru. W trzecim, wyższym ogniwie - z Leszczyn - znalazły się margle bakulitowe (z Węgierki), wśród których według Gerocha *et al.* (1979), mają również występować margle typu fukoidowego.

Według wymienionych wyżej prac Kotlarczyka na całym obszarze płaszczowiny skolskiej margle krzemionkowe są oddzielone od margli fukoidowych serią piaskowcowo-łupkową. Serię tę nazwał on początkowo (Kotlarczyk, 1978) kompleksem międzymarglowym z Rybnika, a później (Kotlarczyk, 1985) - fliszem z Rybnika. Wiek margli krzemionkowych na obszarze między Tarnowem i Rybotyczami

określił Kotlarczyk (1978, 1988) jako turon - koniak, natomiast margli fukoidowych jako górny kampan - górny mastrycht. W innych pracach (Kotlarczyk, 1985, 1988), wiek margli krzemionkowych w Rybotyczach został określony na turon - santon, zaś dla margli fukoidowych na wcześniejszy kampan - wcześniejszy mastrycht (Tab. 1).

Utwory podścielające formację z Ropianki (łupki zielonoszare z przewarstwieniami cienkich ławic margli krzemionkowych, radiolarytów i łupków czerwonych) zostały wydzielone przez Kotlarczyka (1978) jako formacja radiolarytowych łupków z Dołhego. Ich wiek został zinterpretowany jako cenomańsko - dolnoturoński (Kotlarczyk, 1988).

Kompleks margli krzemionkowych, opisywany w odwołaniu w Rybotyczach, jest zbudowany według Kotlarczyka (1978, str. 29) z cienkoławicowych, "twardych margli, kalkarenitów, kalcytulitów, piaskowców i aleurytów przedzielonych cieniutkimi warstwami łupków marglistych. Niektóre ławice margli i kalkarenitów są silnie skrzemionkowane". Jako cechę charakterystyczną tych utworów wymienił Kotlarczyk (1978, str. 29) "brak warstwowania gradacyjnego i obecność pręg falistych w ławicach psamitowych". Zdaniem Kotlarczyka margle z ogniwa margli krzemionkowych różnią się od margli ogniwa margli fukoidowych brakiem sylikfikacji w tych drugich. Ponadto, autor ten zaznaczył, że margle fukoidowe, odmiennie niż krzemionkowe, tworzą rytmy z piaskowcami i łupkami, a piaskowce z tego kompleksu są bardziej podobne do typowych piaskowców ropianieckich. Przejście kompleksu margli fukoidowych do kompleksu nadległego, podobnie jak w kompleksie margli krzemionkowych, przejawia się według Kotlarczyka wzrostem udziału margli miękkich i zmniejszaniem udziału margli twardych.

Stratygrafia margli krzemionkowych i fukoidowych w profilu Krzczkówka-Sława zaproponowana przez Kotlarczyka, została zakwestionowana przez Gucika (1987, 1988). Powołując się na datowania otwornic wykonane z tego profilu przez J. Morgiel, określił on wiek głównego kompleksu margli krzemionkowych na koniak - santon (Tab. 1). Według Kotlarczyka (1988) mają one reprezentować turon - koniak. Ponadto, Gucik (1988) zwrócił uwagę na niższy kompleks margli krzemionkowych w profilu Krzczkówki, oddzielony od kompleksu głównego 25 metrowym pakietem łupków szarzielonych i czerwonych w stropie. Ten właśnie niższy kompleks zaliczył on (Gucik, 1987) do margli krzemionkowych, zaś kompleks główny wydzielił jako margle fukoidowe. Według Kotlarczyka (1978; 1988) utwory występujące poniżej głównego kompleksu margli krzemionkowych należą do formacji z Dołhego. Kotlarczyk i Gaździcka (1988) określili wiek niższej części występującego tam interwału marglowego na alb.

Na obszarze obecnych Karpat ukraińskich, po włączeniu tego regionu do Związku Radzieckiego, margle krzemionkowe wraz z podścielającymi je łupkami zielonymi i pstrymi nazwano serią hołownińską, natomiast utwory leżące wyżej i odpowiadające naszym warstwom inoceramowym są tam wydzielane jako seria stryjska (Wiałow, 1951). Do jej części najniższej zaliczono margle fukoidowe. Spąg margli krzemionkowych udokumentowano na cenoman - alb (Żurakowski, 1968; Grigorowicz, 1971). Natomiast

strop ogniwa datowany jest na górny turon (Żurakowski, 1968), koniak (Sławin, 1966), bądź dolny santon (Wiałow *et al.*, 1989). Wykazywane różnice w zasięgu margli krzemionkowych są interpretowane jako efekt diachronizmu (Bieda *et al.*, 1963).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA BADANYCH PROFILI

Wszystkie trzy badane profile wykształcone są jako seria cienko- i bardzo cienkoławicowa, zbudowana z przełączających się margli, łupków, arenitów i siltytów. Dominują margle i łupki stanowiąc około 80% profili. Arenity i siltity mają udział podrzędny, natomiast materiał frakcji powyżej 2 mm występuje w ilości śladowej.

Margle wykazują makroskopowo zróżnicowaną barwę, zwięźłość i stopień łupkowatości. Powyższe cechy były podstawą dzielenia ich przy opisie na dwa rodzaje: margle twarde i miękkie. Skały nazywane tu marglami wykazały zawartość CaCO_3 w granicach 14 - 65%, średnio 38%. Warstwy margli są na ogół strukturalnie jednorodne. Czasami w spagu zaznacza się wzbogacenie we frakcję pyłową – przejaw normalnego uziarnienia frakcjonalnego. Nie wykazują one typowej laminacji, tylko niekiedy zaznacza się w nich smugowanie równoległe. Charakterystyczną cechą margli są bioturbacje. Zaznaczają się one w postaci ciemnych cętek, wydłużonych i/lub nieregularnych plam oraz w formie smug. Dominują bioturbacje ichnorodzajów *Chondrites* i *Planolites* nazywane tradycyjnie fukoidami. Ich ilość często wyraźnie wzrasta ku górze warstwy. Margle przechodzą ku górze najczęściej w łupki, natomiast podścielone są na ogół siltytami lub arenitami.

Margle twarde cechują się barwą jasnoszarą do beżowej na świeżym przełamie i kremową lub białawą na powierzchniach zwietrzałych. Tworzą one zwarte warstwy bez tendencji do łupkowacenia, często pękające kostkowo lub muszlowo. Margle twarde występują w postaci najlepiej zindywidualizowanych warstw. Skały te wyglądem makroskopowym bardzo silnie przypominają kalcylutyty, dlatego też pod tą nazwą są one często wzmiankowane w literaturze (np. Kotlarczyk, 1988). Spośród wszystkich wyróżnionych rodzajów skał margle twarde wykazują najwyższą wapnistość (19,91 - 64,89%; średnia z 26 analiz wynosi 42%). Część margli twardych, szczególnie w profilu Rybotycze-Kanion jest uboższa w CaCO_3 natomiast wykazuje podwyższoną zawartość krzemionki biogenicznej. Pod względem petrograficznym reprezentują one często skały określane w literaturze polskiej jako opoki.

Margle miękkie mają barwę beżową, jasnoszarą lub zielonoszarą. Wykazują one umiarkowaną wapnistość (13,66 - 62,64%; średnia z 17 analiz wynosi 31,51%). Margle miękkie cechują się grubsza lub drobniejszą oddzielnością łupkową oraz nieforemnym lub muszlowym przełamem. Styl ich łupkowatości jest wyraźnie uzależniony od stopnia wapnistości. Margle o grubej oddzielności zawierają przeciętnie 35,14% węglanu wapnia (średnia z 13 analiz), a drobnołupliwe tylko 19,70% (średnia z 4 analiz).

Łupki w opisywanych profilach wykazują barwę szarą, zielonoszarą lub ciemnoszarą, wyróżniają się relatywnie najniższą wapnistością i najsilniejszą podatnością na wietrzenie. Warstwy łupków makroskopowo są wyłącznie jednorodne strukturalnie. Wykazują one jednak zróżnicowaną łupkowatość, co może być przejawem pewnego uporządkowania składników. Często obserwuje się w nich plamistość pochodzenia bioturbacyjnego. W stropie warstwy łupków kontaktują zazwyczaj z siltytami lub arenitami, a nie rzadko również z marglami. Podścielone zaś są marglami, a w przypadku nieobecności margli siltytami. W profilu Rybotycze-Kanion łupki mają charakter ilasto-krzemionkowy, bezwapnisty lub o znikomej zawartości CaCO_3 (0,42 - 3,67%; średnia z 4 analiz wynosi 1,22%). Natomiast w profilach Rybotycze-Dolinka i Wiar, z wyjątkiem ich najniższej części, występują jedynie łupki wyraźnie wapniste.

Arenity i siltity w obrębie badanych profili wykazują na ogół mieszane, wapienno-okruchowo-krzemionkowe składy petrograficzne, odpowiadające najbardziej geozom wapiennym. W niektórych warstwach arenitów i siltytów w profilu Rybotycze-Kanion zaznaczają się też nieostre koncentracje krzemionkowe.

Charakterystyczny jest stosunkowo jednolity, głównie drobnoziarnisty charakter arenitów i dobry stopień ich wysortowania. W niektórych warstwach arenitów występują akcesorycznie okruszki i płatki łupków czarnych, szarych i zielonych, o wielkości około 1 mm. Koncentrują się one na ogół w dolnych częściach warstw arenitów. Często elementy te podkreślają również laminację osadu. Warstwy zbudowane w całości z takiego materiału są opisywane jako "makuszki", "makuszkowce" (patrz Dżułyński *et al.*, 1979).

Powszechną cechą arenitów i siltytów jest laminacja. W arenitach występuje przede wszystkim laminacja przekątna małej skali, rzadziej laminacja pozioma, natomiast w siltytach jest odwrotnie – dominuje laminacja pozioma. Spągi warstw arenitów są wyraźne i erozyjne, często urzeźbione hieroglifami prądowymi i/lub biogenicznymi.

Opisany powyżej zespół cech teksturowo-strukturalnych świadczy o turbidytowej genezie arenitów, siltytów i margli, niezależnie od ostro wyrażonych stropów warstw. Jedynie łupki, przynajmniej częściowo, nie są turbidytami lecz osadem swobodnego opadania cząstek z wiecznego deszczu zawiesiny (osadem tła sedymentacyjnego).

Arenity reprezentują człony $T_{(a,b,c)}$ sekwencji Boumy. Siltity mają charakter członów T_{cd} . Margle natomiast odpowiadają członowi $T_{(d)et}$. Łupki o genezie turbidytowej reprezentują człony $T_{(d)et}$, natomiast łupki osadzone z wiecznego deszczu zawiesiny (pelagiczne, hemipelagiczne) stanowią człon T_{ep} sekwencji Boumy. Łupki o genezie turbidytowej występują przede wszystkim w bezmarglowych odcinkach profilu. Są tam podścielone bezpośrednio siltitem lub nawet arenitem. We wszystkich trzech profilach najpospolitsze są turbidyty dwu- i trzelementowe: siltyt - margiel - łupek oraz margiel - łupek. Przeciętna miąższość pojedynczego turbidytu jest rzędu 2 - 3 cm.

Wszystkie wymienione rodzaje skał rozmieszczone są nierównomiernie w badanych profilach (Fig. 3 - 6). Generalnie jednak, zaznacza się w nich ogólnie znana prawidłowość polegająca na stopniowym zanikaniu wapnistości i

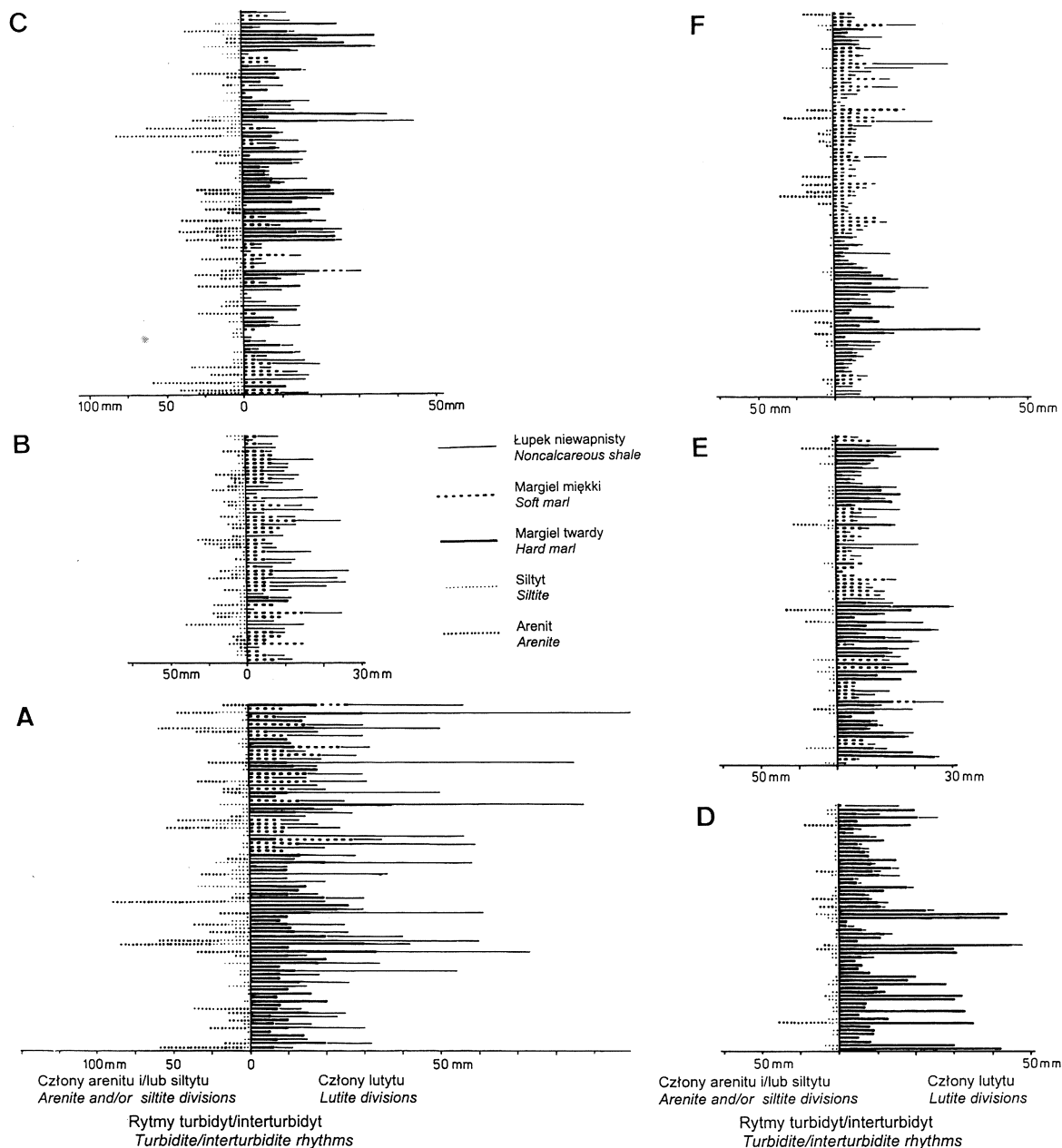


Fig. 4. Profile szczegółowe charakterystycznych facji w przekroju Rybotycze-Kanion. Położenie poszczególnych profili w obrębie badanego przekroju pokazane jest na Fig. 3A. Poszczególne rytmy turbidyt/interturbidyt zaznaczone są w poziomie. Następnio pionowe członów od lewej strony (od członu najbardziej gruboziarnistego). Człon interturbidytowe (osadu pelagicznego) reprezentuje osad najbardziej drobnoziarnisty i najsłabiej wapnisty. Człon ten nie występuje we wszystkich rytmach

Detailed logs of specific facies in Rybotycze-Kanion section. Position of particular logs within the section is indicated in Fig. 3A. Individual turbidite/interturbidite rhythms are marked horizontally. Vertical sequence of divisions from left (division of the coarsest sediment) to right. Interturbidite divisions are represented by the finest and least calcareous sediment in the top of a rhythm. Interturbidite divisions do not occur in each rhythm

wzroście łupkowatości ku górze profili (por. Watyha, 1964; Kotlarczyk, 1978). Na podstawie zróżnicowanych stosunków jakościowo-ilościowych wyodrębniają się trzy facje: (1) marglowa, (2) marglowo-łupkowa, (3) łupkowa (arenitowo-łupkowa). Pomędzy poszczególnymi facjami istnieją stopniowe przejścia (Fig. 4C, E).

Fację marglową tworzą margle twarde z podrzędnym

udziałem margli miękkich, łupków, siltytów i arenitów (Fig. 4D; Fig. 6A; Fig. 7). Utwory tej facji są wyraźnie odporniejsze na wietrzenie i zaznaczają się w morfologii jako strome ścianki, wodospady, bystrza. Litosomy facji marglowej mają miąższość od kilku do około 20 metrów. Najbardziej charakterystyczną cechą tej facji są białawo wietrzejące twarde margle, których doskonale wyodrębnione tabularne

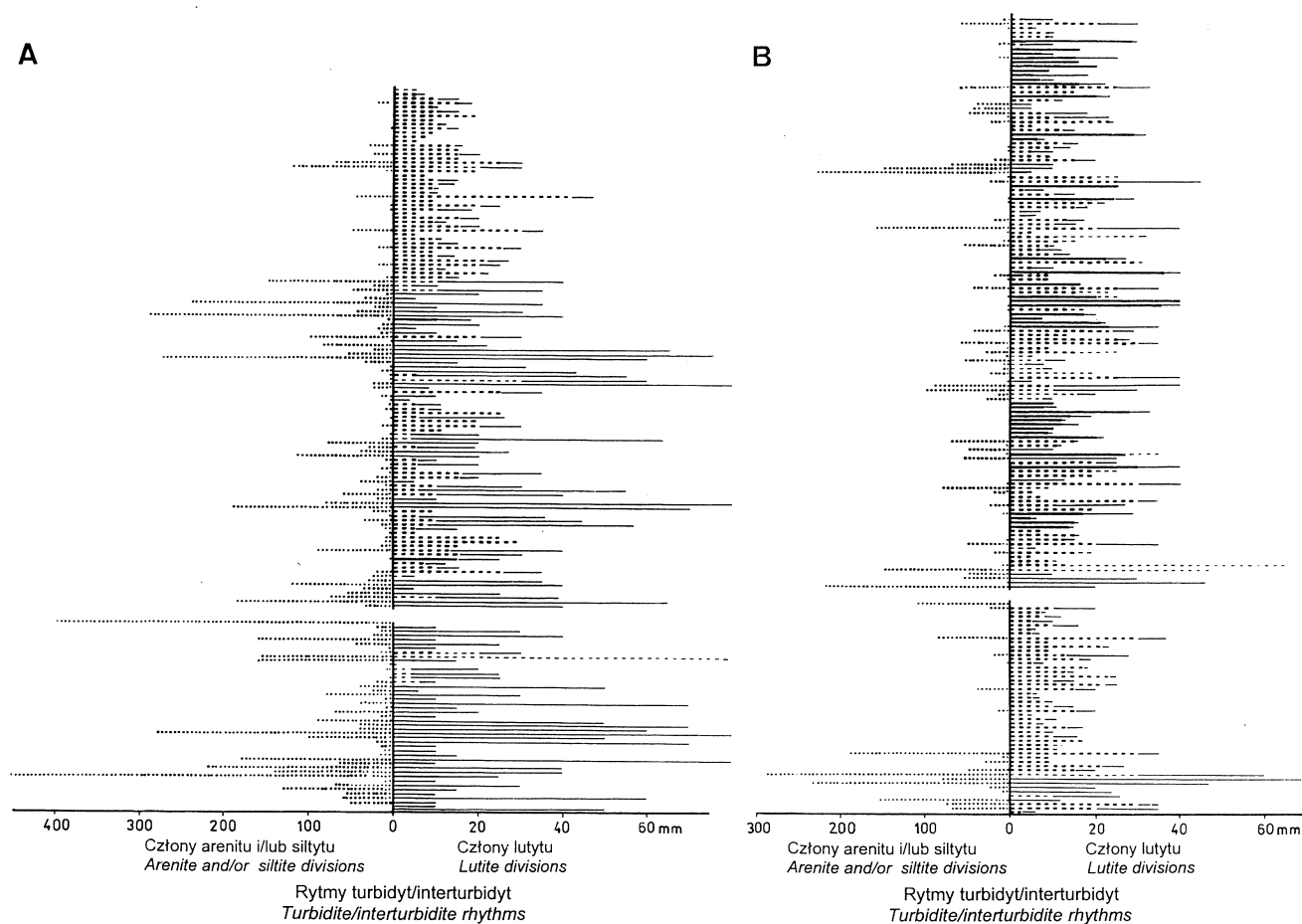


Fig. 5. Profile szczegółowe charakterystycznych facji w przekroju Rybotycze-Dolinka. Położenie profili w obrębie badanego przekroju pokazane jest na Fig. 3B. Dalsze objaśnienia na Fig. 4

Detailed logs of specific facies in Rybotycze-Dolinka section. Position of logs within the section is indicated in Fig. 3B. For further explanation see Fig. 4

warstwy o miąższości od kilku cm do kilku dcm wykazują specyficzną, złożoną strukturę wewnętrzną. Warstwy te składają się z zestawu poznaczonych ze sobą bardzo cienkich turbidytów $T_{(d)e}$ o miąższości 5 - 30 mm. Lokalnie są one przedzielone znacznie cieńszymi (rzędu 1 - 5 mm) warstwami nieco ciemniejszych łupków. Ze względu na wysoki udział pelitycznych osadów wapiennych (margli twardych i miękkich) i niską zawartość osadów je kontrastujących (łupków, siltytów i arenitów), facja ta odznacza się stosunkowo słabo wyrażoną cyklicznością niższego rzędu. W profilu Rybotycze-Kanion utwory takie budują kompleks o miąższości 18 m, na którym założony jest wodospad. W profilu Rybotycze-Dolinka utwory facji marglowej budują również pojedynczy zwarty litosom o miąższości 20 m, na którym rozwinięte są bardzo strome ścianki zboczowe. Natomiast w profilu Rybotycze-Wiar facja marglowa tworzy potężny kompleks o miąższości 84 m. Jest on zbudowany z szeregu mniejszych jednostek o miąższości 8 - 22 m przedzielanych pakietami nieco słabiej wapnistymi. Kompleks ten ma więc charakter złożony. Niezależnie od wysokiego stopnia wapnistości, posiada on, w stosunku do pozostałych profili, znacznie lepiej wyrażoną cykliczność niższego rzędu (Fig.

6A, por. Kotlarczyk & Krawczyk, 1980; Kotlarczyk, 1988).

Fację marglowo-łupkową budują margle i pozostałe osady towarzyszące, w zbliżonej proporcji ilościowej (Fig. 4A, F; Fig. 8). Z tego względu utwory opisywanej facji są o wiele bardziej podatne na procesy wietrzenia i gorzej odsłonięte. Odsłaniają się głównie w korytach rzek i potoków, a rzadziej na zboczach. Najbardziej charakterystyczną cechą tej facji jest dobrze wyrażona pakietowość, polegająca na występowaniu wielozestawów turbidytów (najczęściej typu T_{de} , T_{cde} , T_e), naprzemian silniej i słabiej wapnistych. Pakiety te wykazują miąższość od kilku do kilkunastu decymetrów. Facja ta jest łatwo rozpoznawalna w warunkach terenowych, gdyż pakiety zbudowane głównie z margli jako skał odporniejszych, tworzą wypukłe żebra i bystrza w dnie i brzegach potoków. Utwory te cechują się umiarkowaną wapnistością, ogólnie niższą niż poprzednio opisane. Jest w nich najlepiej wyrażona cykliczność sedimentacji niższego rzędu. Facja marglowo-łupkowa ma największe rozprzestrzenienie szczególnie w wyższych częściach badanych profili. Niemniej jednak, w stanowisku Rybotycze-Kanion występuje ona także w dolnej części profilu, poniżej litosomu facji marglowej i przedzielona jest kilkumetrowymi

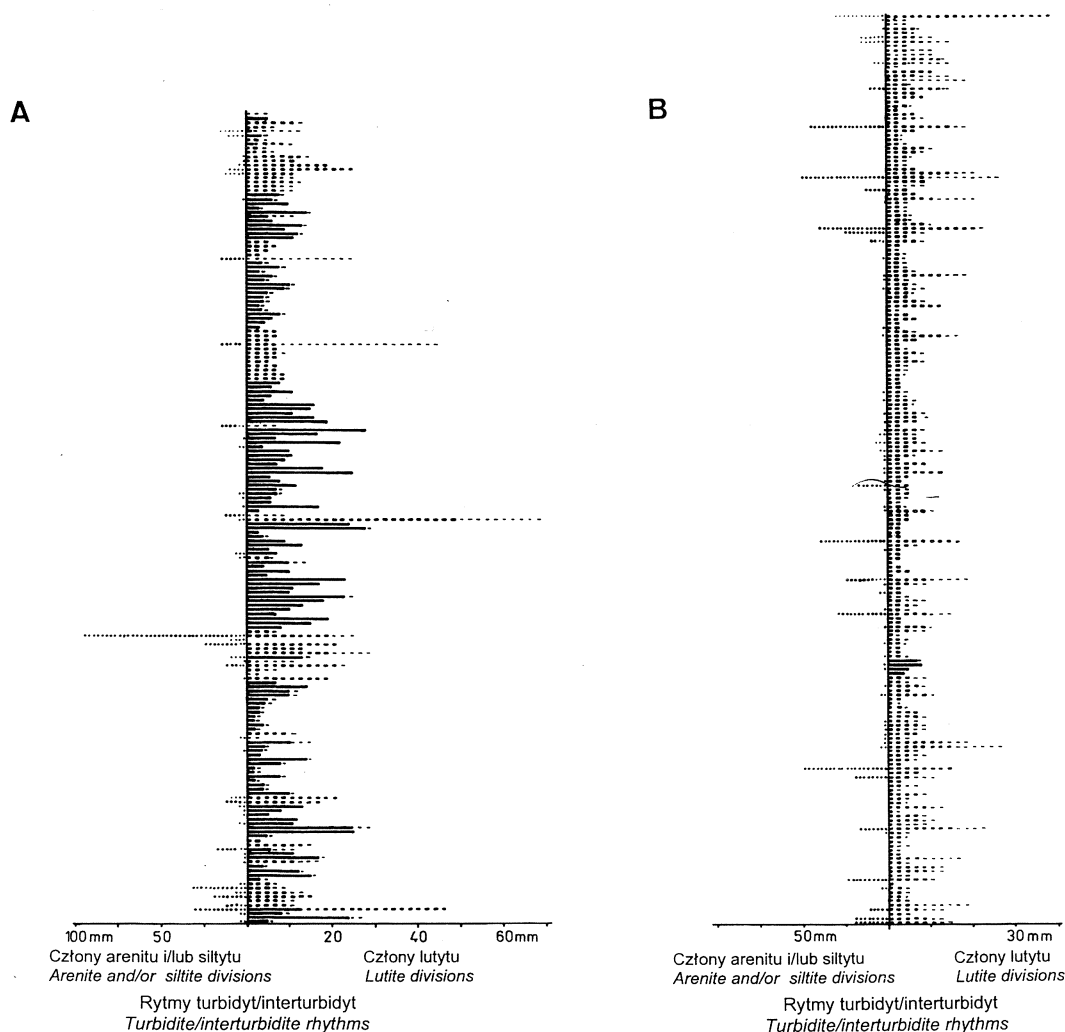


Fig. 6. Profile szczegółowe charakterystycznych facji w przekroju Rybotycze-Wiar. Położenie profili w obrębie badanego przekroju pokazane jest na Fig. 3C. Dalsze objaśnienia na Fig. 4

Detailed logs of specific facies in Rybotycze-Wiar section. Position of logs within the section is indicated in Fig. 3C. For further explanation see Fig. 4

pakietami facji łupkowej.

Facja łupkowa (łupkowo-arenitowa), wyróżnia się najniższą zawartością margli (poniżej 30%) i stopniowym zanikaniem budowy pakietowej, na korzyść wzrostu ilościowego łupków, arenitów i siltytów (Fig. 4B, F - górna część profilu; Fig. 9). Margle twarde są tu już praktycznie nieobecne. Niewiele jest też margli miękkich, które jedynie lokalnie tworzą słabo wyodrębnione pakiety osadów o podwyższonej nieco wapnistości. Facja ta występuje przede wszystkim w nadkładzie i bezpośrednim podłożu głównych kompleksów marglowych. W profilu Rybotycze-Kanion jest to tzw. flisz z Rybnika i utwory podścielające kompleks marglowy, natomiast dla profilu Rybotycze-Dolinka i Wiar jest to flisz z Rybnika i flisz z Turnicy. W profilu Rybotycze-Kanion facja łupkowa występuje również poniżej głównego litosomu marglowego i podścielona jest utworami facji marglowo-łupkowej. W profilu Rybotycze-Wiar opisywana facja zaznacza się także pomiędzy dolnym, tj. głównym

kompleksem marglowym i wyższym, wzbogaconym w margle.

Omówione powyżej facje są obecne we wszystkich badanych profilach, w zmiennych proporcjach ilościowych. Ich pionowe rozmieszczenie, będące odbiciem architektury wnętrza badanych jednostek litostratygraficznych, wykazuje pewne wspólne cechy. W stanowisku Rybotycze-Kanion (Fig. 3A) litosom facji marglowej, reprezentujący najbardziej wapnistą część profilu, jest usytuowany w jego wyższej części, centralnie w stosunku do pozostałych, mniej wapnistych litofacji. W profilu tym zaznacza się też pewna dwudzielność, polegająca na występowaniu drugiego, nieco słabiej wapnistego kompleksu w dolnej części profilu. Pomiedzy nim i głównym kompleksem marglowym występują osady bez margli twardych lub tylko z pojedynczymi ich warstwami, a zarazem z niewielkim udziałem margli miękkich.

W stanowiskach Rybotycze-Dolinka i Rybotycze-Wiar

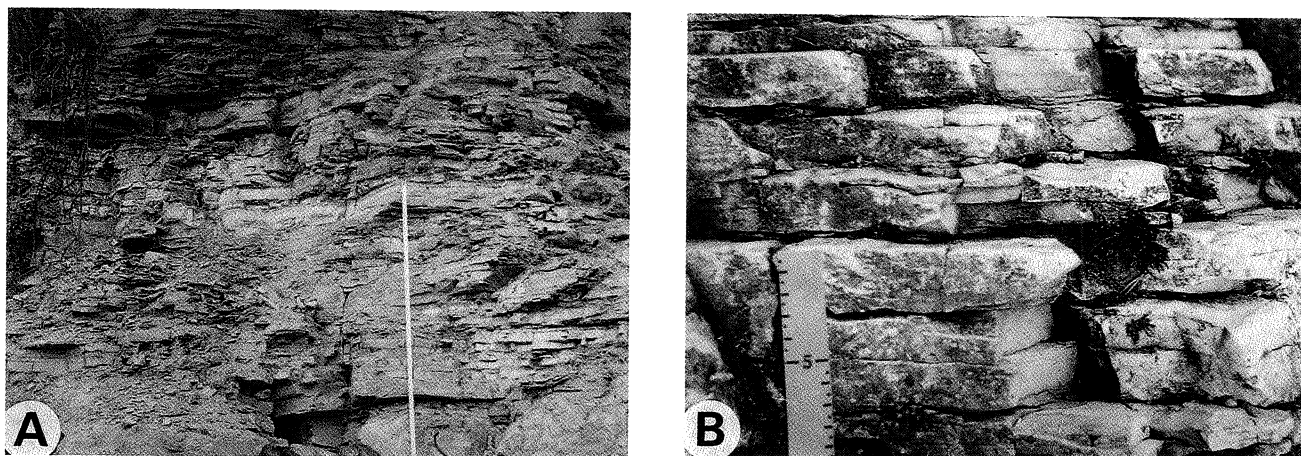


Fig. 7. Utwory facji marglowej. **A** - cienkoławicowe turbidyty zbudowane z twardych margli przekładające się z bardzo cienkimi warstwami łupków niewapnistych. W dolnej części fotografii 30 cm warstwa utworów zdeformowanych osuwiskowo. Rybotycze-Kanion, górna część profilu ogniwa margli krzemionkowych. **B** - najbardziej charakterystyczne cechy facji marglowej. Zestaw dwunastu tabularnych warstw twardych margli turbidytowych rozdzielonych kilkumilimetrowymi przewarstwieniami łupków niewapnistych. Miąższość warstw marglowych zmniejsza się systematycznie ku górze zestawu. Rybotycze-Wiar, dolna część profilu ogniwa margli fukoidowych

Example of marl-dominated facies. **A** - thin-bedded turbidites composed of hard-marl layers with millimetres-thick noncalcareous shale intercalations. Upper part of Siliceous Marl Member outcropping in Rybotycze-Kanion. **B** - the most characteristic features of marl-dominated facies. Typical set of twelve turbidites composed chiefly of tabular hard-marl layers with millimetre-thick intercalations of noncalcareous shale. Thickness of marl layers decreases systematically upwards. Rybotycze-Wiar, lower part of the Fucoïd Marl Member

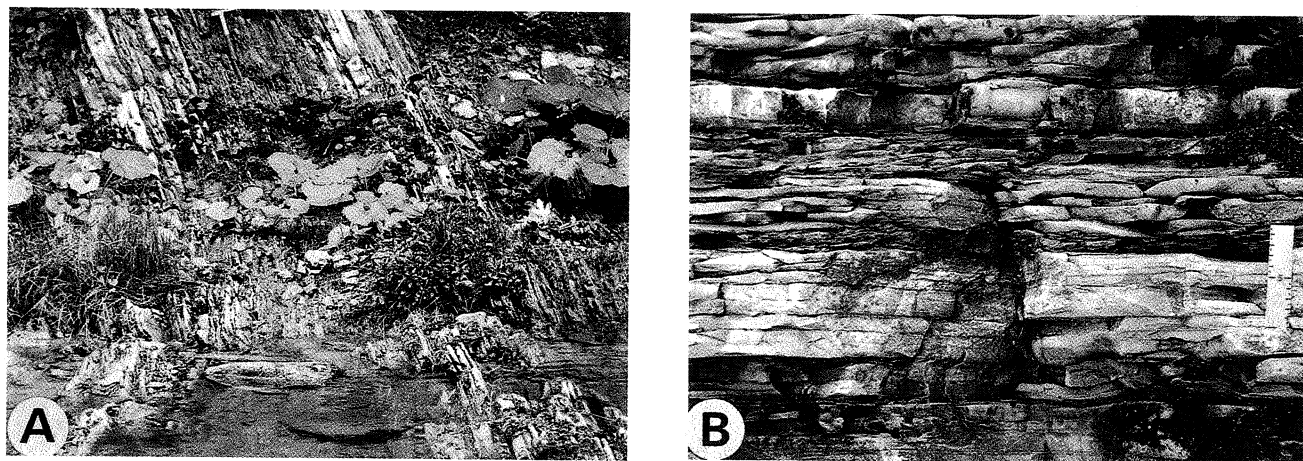


Fig. 8. Utwory facji marglowo-łupkowej. **A** - Pakiety cienkoławicowych turbidytów różniące się stopniem wapnistości. Wystające z dna i zbocza pakiety o barwie białawej zbudowane są głównie z margli twardych i miękkich. Pakiety o barwie ciemniejszej zaznaczają się wklęsłym reliefem i są zbudowane głównie z cienkoławicowych silikoklastyków, z podrzędnym udziałem margli miękkich. Rybotycze-Wiar, środkowa część profilu margli fukoidowych. **B** - Typowe wykształcenie pakietu o podwyższonej wapnistości w obrębie utworów facji marglowo-łupkowej. Naprzemianległe występowanie warstw margli twardych i miękkich. Oba rodzaje osadów tworzą złożone warstwy wieloturbidytowe. Rybotycze-Wiar, środkowa część profilu margli fukoidowych

Deposits of marly- and - shale facies. **A** - packets of thin-bedded turbidites differing in content of carbonate material. Whitish packets ragging out of the stream bottom comprise mainly hard and soft marl. Grayish packets showing concave relief in outcrops are built chiefly of thin-bedded siliciclastics with subordinate proportion of soft marl. Rybotycze-Wiar, middle part of the Fucoïd Marl Member. **B** - Detail of marl-and-shale facies. The most characteristic features of a packet enriched in calcareous material. Alternations of hard and soft marls. Both sediment types occur in composite multiturbidite layers. Rybotycze-Wiar, middle part of the Fucoïd Marl Member

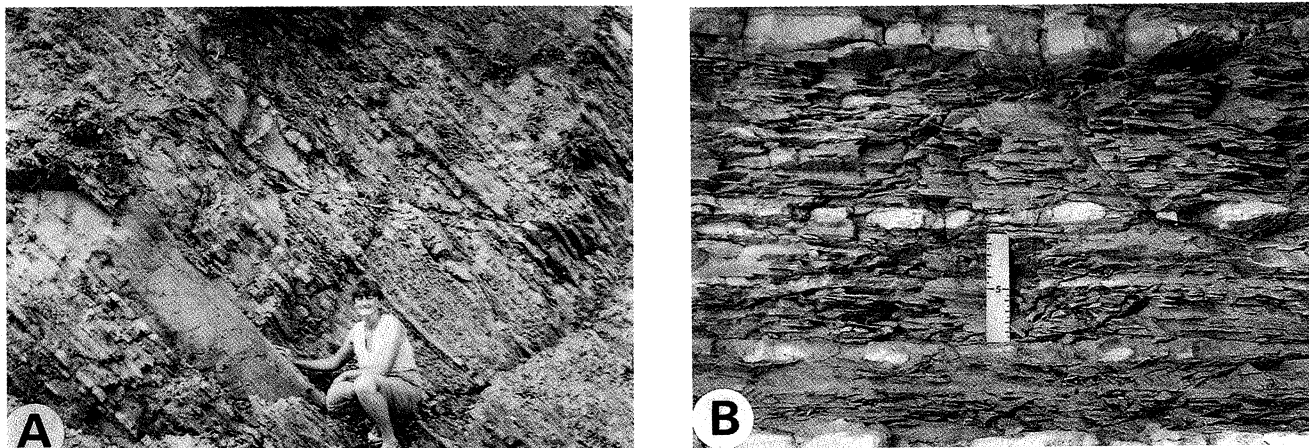


Fig. 9. Typowe utwory facji łupkowej. **A** - cienkoławicowe turbidyty zdominowane przez materiał silikoklastyczny. Pakiety o podwyższonej wapnistości, z marglami miękkimi, zaznaczają się jaśniejszą barwą i słabszym złupkowaniem. Rybotycze-Wiar, górna część profilu ogniwa margli fukoidowych. **B** - łupki (szarzielonkawe, wapniste) zawierają podrzędnie bardzo cienie warstwy miękkich margli, widoczne w postaci jaśniejszych smug. Okazjonalnie, w odstępach co kilka centymetrów, występują soczewkowate warstwy silikoturbidytów T_{cd} . Rybotycze-Wiar, górna część profilu ogniwa margli fukoidowych

Example of shale-dominated facies. **A** - thin- and very thin-bedded siliciclastic turbidites contain subordinate packets enriched in calcareous material (with soft marls only) which display lighter colour and weaker fissility. Rybotycze-Wiar, upper part of the Furoid Marl Member. **B** - detail of shale-dominated facies. Shales (gray-green, calcareous) contain very thin layers of soft marl visible in the form of lighter streaks. Centimetre-spaced, lenticular layers of siliciclastic turbidites (T_{cd}), up to some centimetres thick occur occasionally. Rybotycze-Wiar, upper part of the Furoid Marl Member

litosom facji marglowej usytuowany jest ewidentnie w dolnej części badanych profili. W pierwszym stanowisku przejście głównego kompleksu marglowego do niżejległych utworów, reprezentowanych przez flisz z Rybnika, następuje na dystansie zaledwie kilku metrów (Fig. 3B). W profilu Rybotycze-Wiar spąg kompleksu marglowego jest zakryty. Ogniwo margli fukoidowych w rejonie Rybotycz jest najprawdopodobniej megalitosomem pensymetrycznym, o silnie zaznaczonej spągowej asymetrii.

Parametry profilu Rybotycze-Kanion określone w niniejszej pracy są podobne do podanych przez Kotlarczyka (1978), różnią się natomiast w istotnym stopniu od przytaczanych w jego późniejszych pracach (Kotlarczyk, 1985, 1988). Dotyczy to szczególnie miąższości profilu.

ZESPOŁY NANNOPLANKTONU I BIOSTRATYGRAFIA

Profil Rybotycze-Kanion (margle krzemionkowe, Fig. 10; Tab. 2)

Nannoplankton w tym profilu jest słabo zachowany, a jego liczebność w próbkach jest bardzo niska. Jedynie w trzech preparatach (R23, R/7 i R/8) nannoplankton był nieco liczniejszy. Obserwowano liczne pokruszone fragmenty płytek nannoflory. Niektóre z nich były zrekrystalizowane lub częściowo rozpuszczone, co znacznie utrudniało ich identyfikację. W części preparatów nie stwierdzono w ogóle nannoplanktonu wapiennego lub występowały jedynie nieoznaczalne jego szczątki. Badania przy pomocy mikroskopu

skaningowego okazały się mało przydatne, ze względu na słaby stan zachowania i ubóstwo nannoskamieniałości. Udało się znaleźć i sfotografować zaledwie kilka lepiej zachowanych okazów.

Dominującym taksonem w badanych próbkach była *Watznaueria barnesae* (Fig. 12o). Jedynie w kilku preparatach jej liczebność była mniejsza. Licznie występują również (szczególnie w niższej części profilu) formy: *Eprolithus floralis* (Fig. 12p), *Quadrum gartneri* (Fig. 12a), *Eiffellithus eximius*. W próbkach z najwyższej części profilu częste są: *Marthasterites furcatus*, *Micula decussata* oraz *Reinhardtites anthophorus* (Fig. 12k).

W najniższej części profilu, w jednej próbce (R2), wykazano poziom *Quadrum gartneri* CC 11 (wiek: wczesny - środkowy turon), na podstawie obecności taksonu wskaźnikowego i absencji gatunków młodszych.

Kolejna badana próbka (R12), pobrana 7 m wyżej w profilu, reprezentuje poziom *Eiffellithus eximius* CC 12 (wiek: środkowy - późny turon). Do poziomu tego zaliczono także pięć kolejnych próbek (R9, R11, R22, R23, R30), pobranych z interwału 7 - 16 m.

Na wysokości 23,5 m powyżej spągu profilu (próbka R49) zidentyfikowano kolejny poziom - *Marthasterites furcatus* CC 13 (wiek: najmłodszy turon lub najstarszy koniak - w prowincji borelnej - po późny koniak - w prowincji tetydzkiej). Poziom ten reprezentowany jest ponadto przez cztery dalsze próbki (R62, R63, R73, R1391), pobrane z interwału 23,5 - 34,5 m.

Kolejną próbkę (R 1893), pobraną na wysokości 44 m profilu, zaliczono do najwyższej części poziomu *Micula decussata* CC 14 (wiek: najmłodszy koniak - najstarszy

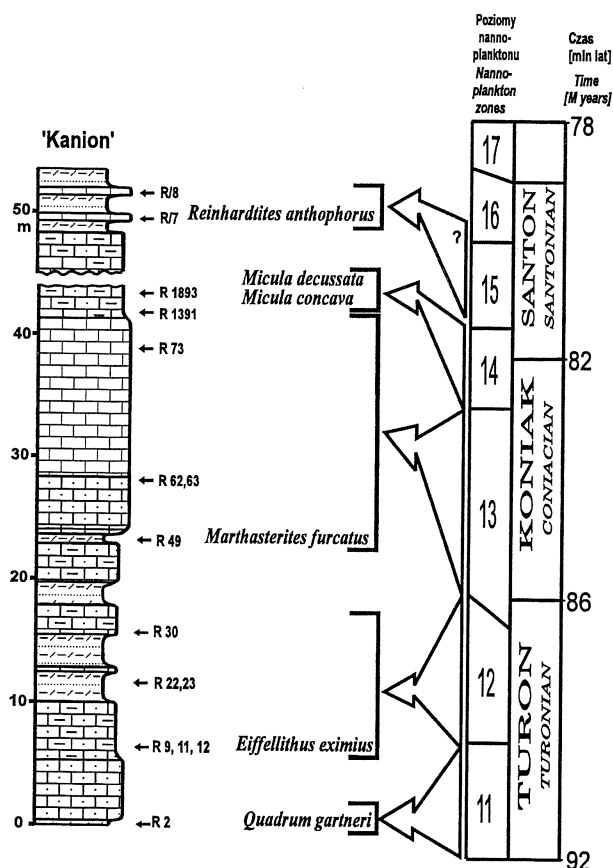


Fig. 10. Biostratygrafia profilu Rybotycze-Kanion. Po prawej stronie profilu wykazana pozycja badanych próbek oraz pierwsze wystąpienia ważniejszych taksonów nannoplanktonu

Biostratigraphy of the Siliceous Marl Member in Rybotycze-Kanion section. Position of studied samples and first occurrences of the more important nannoplankton taxa are indicated on the right side of log

santon), na podstawie obecności *M. decussata* oraz *M. concava*. Współwystępujące z nimi okazy z rodzaju *Quadrum* zinterpretowano jako formy przejściowe *Q. gartneri-gothicum* (Fig. 12b; por. Kędzierski, 1994).

Próbki (R/7 i R/8) pobrane z najwyższej, odsłoniętej części profilu (u szczytu skarpy przy drodze na pastwisko) reprezentują poziom *Reinhardtites anthophorus* CC 15 (wiek: środkowy santon) o czym świadczy obecność taksonu wskaźnikowego *R. anthophorus*.

Podsumowując, osady odsłaniające się w profilu Rybotycze-Kanion reprezentują utwory wieku wczesny turon - środkowy santon, czyli poziomy CC 11 do CC 15.

Profil Rybotycze-Dolinka (margle fukoidowe, Tab. 3)

Z tego profilu badane były jedynie 4 próbki z odcinka przejściowego margli fukoidowych do utworów podścielających (Fig. 3C, Tab. 3). Najniżej pobrane próbki (D1, D2), 48 m poniżej spągu kompleksu marglowego, z osadów o cechach charakterystycznych dla formacji z Dolnego, za-

wierały bardzo nieliczne i źle zachowane skamieniałości nannoplanktonu (stwierdzono 3 taksony). Natomiast w próbkach (D5 i D7), pobranych odpowiednio 6 m poniżej spągu kompleksu marglowego i z samego spągu, nannoskamieniałości były o wiele lepiej zachowane, bardziej zróżnicowane taksonomicznie i liczniejsze. Najliczniej reprezentowanym taksonem jest *Watznaueria barnesae*. Licznie (szczególnie w próbce D5) występowały gatunki z rodzaju *Micula* oraz *Eiffellithes eximius*.

Próbki D1 i D2 mogą należeć do poziomu CC 7b lub młodszego (wiek: granica albu i cenomanu lub młodszy), wskazuje na to obecność *Eprolithus floralis* połączona z brakiem młodszych taksonów.

W próbce (D5) pobranej 6 m poniżej spągu kompleksu marglowego występują taksony charakterystyczne dla santonu, z których najmłodszym, wskaźnikowym jest *Lucianorhabdus cayeuxii*. Wskazuje on na przynależność badanego osadu do poziomu *Lucianorhabdus cayeuxii* CC 16 lub CC 17 (wiek: najmłodszy santon lub najstarszy kampan). Bardzo duża różnica ilościowa i jakościowa pomiędzy zespołami nannoplanktonu wapiennego w preparatach D1, D2 a D5 sugeruje znaczną redukcję tej części profilu, niewykluczone że pochodzenia tektonicznego.

W próbce pobranej ze spągu kompleksu marglowego (D7), współwystępowanie *Aspidolithus parvus parvus* (Fig. 12f) z nielicznymi formami z rodzaju *Micula*, wskazuje na przynależność tej partii osadów co najmniej do poziomu *Aspidolithus parvus* CC 18 (wiek: wczesny kampan). Zastanawiające są duże różnice w ilości okazów rodzaju *Micula* w próbkach D5 i D7. Zjawiska tego nie można tłumaczyć tylko rozpuszczaniem. Rodzaj *Micula* jest bowiem odporny na korozję (por. Thierstein, 1981). W próbce D7 powinien on występować, ponieważ obecne są tam formy tak delikatne, jak plakolity czy dyskolity. Wydaje się, że takie zróżnicowanie liczebności występowania rodzaju *Micula* może być kontrolowane przez inne czynniki, przede wszystkim środowiskowe i biologiczne.

Wiek utworów badanego biostratygraficznie odcinka profilu Rybotycze-Dolinka można określić jako najstarszy lub młodszy alb - najstarszy kampan, czyli w przedziale między poziomem CC 7b a CC 18. W odcinku tym nie zostały jednak stwierdzone utwory turonu, koniak i niższego santonu.

Profil Rybotycze-Wiar (margle fukoidowe, Fig. 11; Tab. 4)

W badanym profilu nannoplankton wapienny jest reprezentowany liczniej niż w profilu Rybotycze-Kanion. Zespoły nannoskamieniałości są tutaj lepiej zachowane i bardziej zróżnicowane taksonomicznie. Obserwowano jednak ślady korozji oraz rekrytalizację form. Spostrzeżenia te zostały potwierdzone badaniami w mikroskopie skaningowym. Zły stan zachowania nannoplanktonu uniemożliwia jednak zastosowanie mikroskopu skaningowego do oznaczeń taksonomicznych.

Najliczniej reprezentowanym taksonem jest *Watznaueria barnesae*. Licznie występują także formy z gatunku *Reinhardtites anthophorus*. We wszystkich preparatach

Tabela (Table) 2

Wykaz taksonów nannoplanktonu i pozycja stratygraficzna próbek z profilu Rybotycze - Kanion
List of nannoplankton taxa and stratigraphic position of the samples from the Rybotycze - Kanion section

Poziomy nannoplankton zones	Liczba nannoplanktonu Amount of nannoplankton	Próbki Samples	Gatunki Taxa	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Glaukolithus compactus</i>	<i>Stradneria crenulata</i>	<i>Cribrosphaerella ehrenbergi</i>	<i>Zeugrhabdotus embergeri</i>	<i>Broinsonia enornis</i>	<i>Tranolithus exiguus</i>	<i>Eprolithus floralis</i>	<i>Quadrum gartneri</i>	<i>Marthasterites inconspicuus</i>	<i>Vagalapilla matalosa</i>	<i>Gartnerago obliquum</i>	<i>Tranolithus phacelosus</i>	<i>Prediscosphaera ponticula</i>	<i>Lithastrinus septenarius</i>	<i>Zeugrhabdotus theta</i>	<i>Eiffellithus turrisseffeli</i>	<i>Lucianorhabdus</i> sp.	<i>Eiffellithus eximius</i>	<i>Marthasterites furcatus</i>	<i>Micula decussata</i>	<i>Reinhardtites anthophorus</i>	<i>Micula concava</i>	<i>Quadrum gartneri-gothicum</i>
CC 14 - CC 15 nierozdzielone nondivided		R / 8		■		•		•		•	•									•				■	■	•	•
		R / 7		■				■			•			•	•					•		•		•	•	•	•
		R 1893		■							•	•									•		■	■		•	•
CC 13		R 1391		■																							
		R 73		■																			■				
		R 63		■			•		•				•		•								■				
		R 62		■					•		•			•						■	•	•	•				
		R 49		■			•				■		•								•		■				
		R 30		■							■	■										•					
		R 23		■	■	•		•	•	■	■	•	•	■	•	•	•	•	•	■	■	■					
		R 22		■							■	■	•					•									
		R 11		■		•					•	•									•						
		R 9		■				•				•										•					
		R 12		■		•		■			■								■	■		■					
CC 11		R 2		■					•		•	•							•								

Liczba nannoplanktonu w próbkach
przy powiększeniu 800x

Amount of nannoplankton in samples
at magnification 800x



liczny (10 - 100 okazów w polu widzenia)
common (10 - 100 specimens in observation field)



nieliczny (1 - 10 okazów w 1 polu widzenia)
rare (1 - 10 specimens per 1 observation field)



bardzo nieliczny (1 okaz na ponad 100 pól widzenia)
very rare (1 spec. per >100 observation fields)

Liczba taksonów w próbkach
przy powiększeniu 800x

Occurrence of individual taxa in samples
at magnification 800x



liczny (1 - 10 okazów w polu widzenia)
common (1 - 10 specimens in observation field)



dość liczny (1 okaz na 1 - 10 pól widzenia)
frequent (1 spec. per 1 - 10 observation fields)



nieliczny (1 okaz na 10 - 100 pól widzenia)
rare (1 specimen per 10 - 100 observation fields)



bardzo rzadki (1 okaz na ponad 100 pól widzenia)
very rare (1 spec. per >100 observation fields)

obecne były gatunki z rodzajów *Micula*, *Lucianorhabdus*, *Calculites* i *Quadrum*.

Próbka W1, pobrana ze spągu badanego odcinka zawiera zespół dwunastu gatunków z *Quadrum gothicum* (Fig. 12c) i *Arkhangelskiella specillata* (Fig. 12j). Nie znaleziono natomiast innych form indeksowych. Taki skład taksonomiczny pozwala datować ten osad na przynależny do poziomu CC 16 lub CC 17. Występowanie *A. specillata* wskazuje na najmłodszą część poziomu CC 17 (późny kampan).

W próbce W3, pobranej 70 cm nad W1, stwierdzono występowanie *Lucianorhabdus inflatus*, którego dolna granica zasięgu lokuje się w najmłodszej części podpoziomu

CC 18a. Takson ten nie jest wprawdzie indeksowym, ale obecność *Aspidolithus parvus parvus* potwierdza, że próba ta reprezentuje co najmniej spąg podpoziomu CC 18a.

W kolejnych próbkach – W21, W23 – pobranych z interwału 65,0 - 65,5 m, nie stwierdzono obecności taksonów wskaźnikowych, a jedynie występowanie *Aspidolithus parvus constrictus* (W21) (Fig. 12g). Może to świadczyć o nieco młodszym wieku tych osadów, odpowiadającym podpoziomowi CC 18b. Warto w tym miejscu dodać, że dolna granica poziomu CC 19 jest oparta na ostatnim wystąpieniu *Marthasterites furcatus*, co w osadach fliszowych nie znajduje zastosowania ze względu na powszechne występowanie

Tabela (Table) 3

Wykaz taksonów nanoplanktonu i pozycja stratygraficzna próbek z profilu Rybotycze - Dolinka
List of nanoplankton taxa and stratigraphic position of the samples from the Rybotycze - Dolinka section

Poziomy nanoplankton zones	Liczba nanoplanktonu Amount of nanoplankton	Próbki Samples	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Eprolithus floralisi</i>	<i>Zeugrhabdotus embergeri</i>	<i>Quadrum gartneri</i>	<i>Eiffelithus eximius</i>	<i>Eiffelithus turrisseiffeli</i>	<i>Marthasterites furcatus</i>	<i>Micula decussata</i>	<i>Reinhardtites anthophorus</i>	<i>Lucianorhabdus quadridius</i>	<i>Calculites ovalis</i>	<i>Lucianorhabdus cayeuxii</i>	<i>Micula concava</i>	<i>Quadrum gothicum</i>	<i>Petrarhabdus copulatus</i>	<i>Orastrum campanensis</i>	<i>Aspidolithus parvus parvus</i>
? CC 17		D 7	■				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
CC 16		D 5	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
? CC 7b		D 2	■		■														
		D 1	■	■	■														

Objaśnienia symboli w Tabeli II.
Explanation of symbols in Tab. II

nie w nich materiału redeponowanego. Nie stwierdzono także występowania taksonu *Ceratolithoides aculeus* – indeksowego dla poziomu CC 20. Przyczyną może być nieoprobowanie tej części profilu, która odpowiada zasięgowi wspomnianego gatunku. Zatem część profilu 0,7 - 65,5 m (próby W3, W21, W23) reprezentuje najprawdopodobniej nierozdzielone poziomy CC 18a - CC 20 (wiek: wczesny kampan - środkowy kampan).

W próbce W27, pobranej na wysokości 128,81 m, stwierdzono obecność *Uniplanarius gothicus* (Fig. 12d,e) (synonim *Quadrum sissinghii* według Varol, 1992), taksonu wskaźnikowego dla poziomu CC 21. Jednocześnie, w próbce tej występuje także *Prediscosphaera stoveri*, której dolna granica zasięgu przypada na spąg podpoziomu CC 21a. Można uznać, że próbka ta reprezentuje nierozdzielone poziomy CC 21a - CC 23a (środkowy - późny kampan).

Intrygująca jest znaczna zmiana zespołu nanoplanktonu wapiennego obserwowana w próbce W29 w porównaniu z pobraną zaledwie 25 cm niżej próbką W27. W próbce tej występują: *Biscutum coronatum*, *Prediscosphaera grandis*, *Reinhardtites levis* (Fig. 12l) i *Eiffelithus gorkae* (Fig. 12n). Na podstawie powyższych gatunków można określić wiek tej próbki na co najmniej podpoziom CC 23b (najstarszy mastrycht). Tak duża różnica w zespołach może być spowodowana tektoniczną lub sedimentacyjną redukcją tego odcinka profilu, albo też reprezentuje on pogranicze kampanu i mastrychtu. Redukcja profilu wydaje się dość prawdopodobna, gdyż nie stwierdzono występowania *Uniplanarius trifidus*. Zasięg występowania tego taksonu mieści się między poziomami CC 22a i CC 23b (Perch-Nielsen, 1985), czyli występuje po *P. stoveri* (próbka W27), a przed *P. grandis* (próbka W29). Niestwierdzenie *U. trifidus* może być spowodowane, podobnie jak w przypadku *C. aculeus*, nieoprobowaniem fragmentu pokrywającego się z zasięgiem tego taksonu, jakkolwiek chodzi tu tylko o interwał 25 cm. Prawdopodobna jest również nieobecność wymienionych taksonów w tym profilu, spowodowana przyczynami pa-

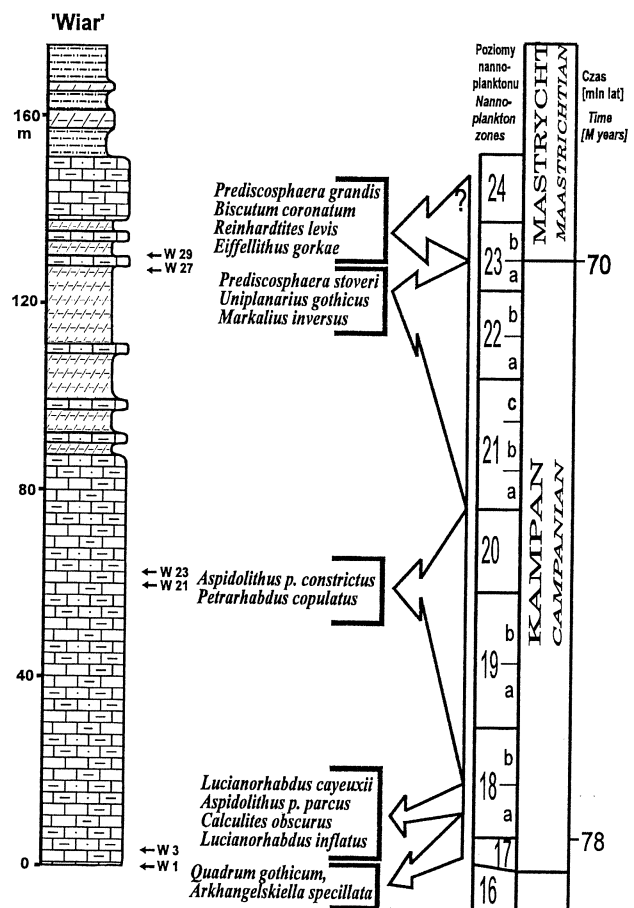


Fig. 11. Biostratygrafia profilu Rybotycze-Wiar. Po prawej stronie profilu wykazana pozycja badanych próbek oraz pierwsze wystąpienia ważniejszych taksonów nanoplanktonu

Biostratigraphy of the Fucoid Marl Member in Rybotycze-Wiar section. Position of studied samples and first occurrences of the more important nanoplankton taxa are indicated on the right side of log

Tabela (Table) 4

Wykaz taksonów nannoplanktonu i pozycja stratygraficzna próbek z profilu Rybotycze - Wiar
List of nannoplankton taxa and stratigraphic position of the samples from the Rybotycze - Wiar section

Poziomy nannoplankton Nannoplankton zones	Liczba nannoplanktonu Amount of nannoplankton	Próbki Samples	<i>Reinhardtites anthophorus</i>	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>	<i>Micula decussata</i>	<i>Eiffellithus eximius</i>	<i>Eprolithus floralis</i>	<i>Quadrum gartneri</i>	<i>Quadrum gothicum</i>	<i>Kampferius magnificus</i>	<i>Gartnerago obliquum</i>	<i>Calculites obscurus</i>	<i>Calculites ovalis</i>	<i>Arkhangelskiella specillata</i>	<i>Eiffellithus turrisseiffelii</i>	<i>Lucianorhabdus inflatus</i>	<i>Lucianorhabdus cayeuxii</i>	<i>Aspidolithus p. parvus</i>	<i>Perrarhabdus copulatus</i>	<i>Aspidolithus p. constrictus</i>	<i>Prediscosphaera stoveri</i>	<i>Uniplanarius gothicus</i>	<i>Markalius inversus</i>	<i>Biscutum coronatum</i>	<i>Prediscosphaera grandis</i>	<i>Reinhardtites levis</i>	<i>Eiffellithus gorkae</i>
?CC23b		W29	I	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	I	.	.	.	.	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	I
?CC21a		W27	I	I	.	.	I	.	.	.	I	.	I	.	.	.	I	.	.	.	I	.	.	I	.	.	.	.	.
CC18a - CC20		W23	I	I	.	.	I	.	.	I	I	.	.	.	.	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
		W21	.	I	.	.	I	.	.	.	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
		W3	.	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
CC17		W1	I	I	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Objaśnienia symboli w Tabeli II.

Explanation of symbols in Tab. II

leośrodowiskowymi.

Podsumowując, nannoskamieniałości w utworach badanego odcinka profilu Rybotycze-Wiar wskazują na wiek od najmłodszego santonu (lub najstarszego kampanu) po najstarszy mastrycht, czyli poziomy CC 17 - CC 23b.

WNIOSKI

1. Szczegółowe badania sedymentologiczne wykazują znaczne podobieństwo litofacjalne badanych profili zarówno w skali makro- jak i mikroskopowej. Badane utwory mają też wiele wspólnych cech litofacjalnych ze starszymi o około 45 mln lat dolnymi wapieniami cieszyńskimi. Podobieństwo litofacjalne różnych fliszowych ogni wapiennych wynika z podobnej ich genezy w sensie procesu depozycji, środowiska sedymantacji oraz obszaru alimentacji.

2. Wysoki stopień podobieństwa badanych utworów pozwala zrozumieć istniejące kontrowersje co do podziału litostratygraficznego tych utworów (por. Kotlarczyk 1978; Gucik, 1987, 1988).

3. Dotychczasowy zespół kryteriów makrofacjalnego rozróżniania margli krzemionkowych od fukoidowych można rozszerzyć o stopień wapnistości łupków. W profilu Rybotycze-Kanion, czyli w obrębie margli krzemionkowych występują łupki bezwapniste, podczas gdy w profilach Rybotycze-Wiar i Rybotycze-Dolinka, to jest, w marglach fukoidowych (?za wyjątkiem ich najniższych części) występują wyłącznie łupki wapniste. Innym pomocnym kryterium może być średnia miąższość członu marglowego w turbidytach. W badanych profilach jest ona zasadniczo większa w ogniwie margli krzemionkowych.

4. Przeprowadzone badania pozwoliły dokładniej okre-

ślić wewnętrzną anatomię, a przede wszystkim różne stopnie cykliczności sedymantacji osadów w profilach wskazanych (Kotlarczyk, 1978) jako stratotypowe dla ogni margli krzemionkowych i fukoidowych.

5. Zwarty kompleks margli w profilu Rybotycze-Kanion reprezentuje w całości koniak: poziom *Marthasterites furcatus* (CC 13). Jednocześnie utwory mieszczące się w definicji ogniwa margli krzemionkowych (Kotlarczyk, 1978) w tym profilu reprezentują interwał najniższy turon (poziom CC 11) - środkowy santon (strop poziomu CC 15), a zatem sięgają nieco wyżej niż w dotychczasowych opracowaniach (Kotlarczyk, 1978, 1979, 1985, 1988; Gucik, 1987; Gucik *et al.*, 1991).

6. Kompleks marglowy ogniwa margli fukoidowych w profilach Rybotycze-Dolinka i Wiar reprezentuje interwał: granica santonu i kampanu (poziom CC 17) - najniższy mastrycht (poziom CC 23b). Datowania te są znacznie bardziej szczegółowe niż dotychczas publikowane (Kotlarczyk, 1978, 1979, 1985, 1988; Gucik, 1987; Gucik *et al.*, 1991), i wskazują nieco odmienny wiek osadów.

7. Określony tu wiek kompleksów margli krzemionkowych i fukoidowych wskazuje, że sedymantacja przedzielającego je kompleksu łupkowo-piaskowcowego fliszu z Rybnika trwała bardzo krótko (około 1 miliona lat) i miała miejsce na przełomie środkowego i późnego santonu lub na początku późnego santonu. Tak krótki czas, zważywszy na 100 metrową miąższość osadów (Kotlarczyk, 1978), w tym 30 m pakiet łupków z kilkoma metrami łupków czerwonych (osady pelagiczne), stawia pod znakiem zapytania poprawność co najmniej jednego z parametrów (wieku, miąższości lub facji) opisujących kompleks fliszu z Rybnika.

8. Charakterystyczną cechą zespołów nannoskamieniałości w badanych próbkach jest występowanie taksonów

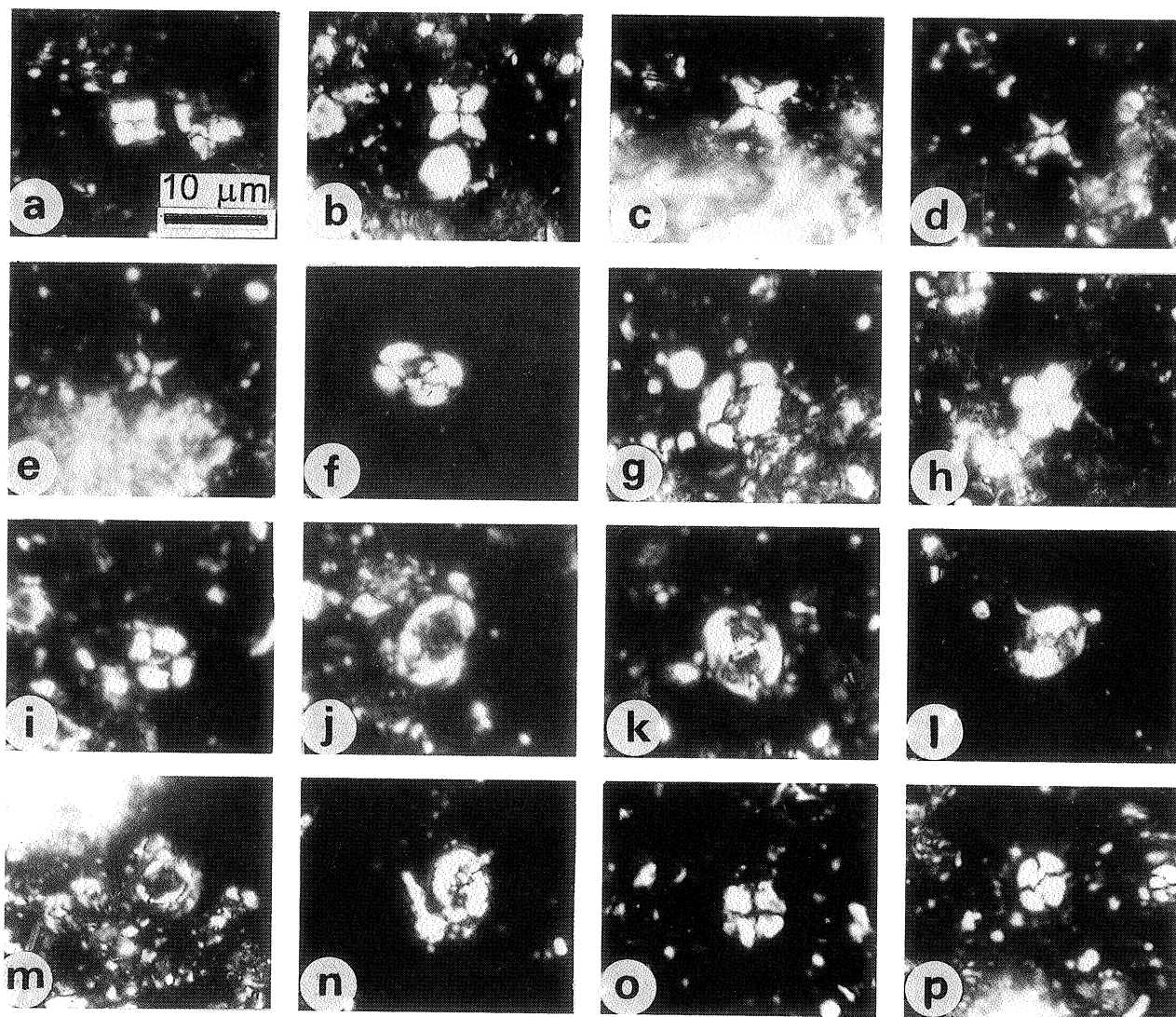


Fig. 12. Wybrane taksony nannoplanktonu stwierdzone w badanym materiale. Wszystkie zdjęcia w tej samej skali. **(a)** *Quadrum gartneri* Prins i Perch-Nielsen - próbka R 23; **(b)** *Quadrum gartneri-gothicum* - próbka R/7; **(c)** *Quadrum gothicum* (Deflandre) Prins i Perch-Nielsen - próbka W 1; **(d)** *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hatner i Wise - próbka W 27; **(e)** *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hatner i Wise - próbka W 27; **(f)** *Aspidolithus parvus parvus* (Stradner) Noel - próbka W 21; **(g)** *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner) Perch-Nielsen - próbka W 27; **(h)** *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre) Wind i Wise - próbka W 27; **(i)** *Ellipsagelosphaera britanica* (Stradner) Perch-Nielsen - próbka W 27; **(j)** *Arkhangelskiella specillata* Vekshina - próbka W 27; **(k)** *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen - próbka W 27; **(l)** *Reinhardtites levis* Prins i Sissingh - próbka W 29; **(m)** *Biscutum magnum* Wind i Wise - próbka W 29; **(n)** *Eiffellithus gorkae* Reinhardt - próbka W 29; **(o)** *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen - próbka 27; **(p)** *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover - próbka R 23

Selected nannofossil taxa recorded in the material studied. All photographs in the same scale. **(a)** *Quadrum gartneri* Prins i Perch-Nielsen - sample R 23; **(b)** *Quadrum gartneri-gothicum* - próbka R/7; **(c)** *Quadrum gothicum* (Deflandre) Prins i Perch-Nielsen - sample W 1; **(d)** *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hatner i Wise - sample W 27; **(e)** *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hatner i Wise - sample W 27; **(f)** *Aspidolithus parvus parvus* (Stradner) Noel - sample W 21; **(g)** *Aspidolithus parvus constrictus* (Hattner) Perch-Nielsen - sample W 27; **(h)** *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre) Wind i Wise - sample W 27; **(i)** *Ellipsagelosphaera britanica* (Stradner) Perch-Nielsen - sample W 27; **(j)** *Arkhangelskiella specillata* Vekshina - sample W 27; **(k)** *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen - sample W 27; **(l)** *Reinhardtites levis* Prins i Sissingh - sample W 29; **(m)** *Biscutum magnum* Wind i Wise - sample W 29; **(n)** *Eiffellithus gorkae* Reinhardt - sample W 29; **(o)** *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen - sample 27; **(p)** *Eprolithus floralis* (Stradner) Stover - sample R 23

borealnych: *Biscutum coronum*, *Monomarginathus quaternarius*, *Prediscosphaera stoveri* przy jednoczesnym braku form medyterańskich, takich jak *Ceratholitoidea aculeus*, *Uniplanarius trifidus*. Obecność obu tetydzkich taksonów w badanej serii jest jednakże wzmiankowana przez Kotlarczyka (1979, 1988) z rejonu Spławy.

9. Gatunek *Petrarhabdus copulatus* występuje w badanym materiale już w poziomie CC 16 (santon).

10. Występowanie gatunków z rodziny Calyptosphaeraceae w większości badanych próbek i turbidytowa geneza skały wskazuje na pochodzenie materiału ze strefy płytkowodnej bliskiej brzegu.

11. W badanych osadach koniak i santonu występują formy przejściowe pomiędzy *Quadrum gartneri* i *Q. gothicum* - *Q. gartneri-gothicum*. Z kolei w osadach kampanu znaleziono *Q. gothicum*. Varol (1992) uważa, że *Q. gothicum* jest synonimem *Q. gartneri*. W niniejszych obserwacjach nie znalazło to potwierdzenia.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Bieda, F., Geroch, S., Koszarski, L., Książkiewicz M. & Żyto, K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181: 5-174.
- Bromowicz, J., 1974. Zmienność facjalna i wykształcenie litologiczne piaskowców inoceramowych jednostki skolskiej między Rzeszowem a Przemyślem. *Prace Geol.*, 84: 7-83.
- Bujalski, B., 1925. Budowa geologiczna Karpat na obszarze Bitkowa. *Biul. Państw. Inst. Geol., Stacja Geol. Boryslaw*, 9, 101 str.
- Bujalski, B. 1934. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na arkuszu Dobromil. *Pos. Państw. Inst. Geol.*, 39: 24-25.
- Dzudyński, S., Kotlarczyk, J., Krawczyk, A. & Ney, R. 1979. Wycieczka: Przemyśl-Rybotycze - Przemyśl. W: Kotlarczyk, J. (red.) *Stratygrafia Formacji z Ropianki (fm) Poziomy z olistostromami w Karpatach Przemyskich. Materiały Tere nowej Konferencji Naukowej w Przemyślu. Przemyśl 28-29 czerwca 1979 r.*, 31-44.
- Geroch, S., Kryszowska-Iwaszkiewicz, M., Michalik, M., Prochazka, K., Radwański, Z., Unrug, Z., Unrug, R. & Wiczorek, J., 1979. Sedymentacja margli z Węgierki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49 (1-2): 105-131.
- Grigorowicz, A. S., 1971. Mikrofitoplankton mielowych i paleogenowych otłożeń siewiernego skłona ukraińskich Karpat. *Biul. Moskow. Obszcz. Ispit. Prirody, Otdiel. Geolog.*, 46, 2: 83-98.
- Gucik, S., 1987. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Krzywcz.* Wydawnictwa Geologiczne, 77 str.
- Gucik, S., 1988. Punkt B-6. Krzeczowa. Problem margli krzemionkowych jako surowca materiałów wiążących. W: Kotlarczyk, J. (red.) *Przewodnik LIX Zjazdu Pol. Tow. Geol., Przemyśl 16-18.09.1988*, Wydawnictwo AGH, Kraków, str. 170-173.
- Gucik, S., Jankowski, L., Rączkowski, W. & Żyto, K., 1991. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000, arkusz Rybotycze (1043), Dobromil (1044)*. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 39 str.
- Horwitz, L., 1933. Badania uzupełniające na arkuszach Ustrzyki Dolne i Stary Sambor. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 36: 29-31.
- Horwitz, L., 1934. Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1933 na arkuszu Dobromil. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 39: 22-24.
- Horwitz, L., 1936. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1935 na arkuszach Przemyśl, Dynów (Błażowa) i Rzeszów. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 45: 19-26.
- Kędziński, M., 1994. *Nannoplankton wapienny turonu i koniak okolic Opola, biostratygrafia i analiza paleośrodowiska*. Praca magisterska, archiwum ING UJ, (niepublikowana - unpublished), Kraków, 50 str.
- Kokoszyńska, B., 1949. Stratygrafia dolnej kredy północnych Karpat fliszowych. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 6: 7-99.
- Konior, K., 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na ark. Przemyśl. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 33: 14-18.
- Konior, K., 1934. Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl. *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci., Cl. Sci. Math.-Nat., Ser. A*: 354-370.
- Kotlarczyk, J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Prace Geol. Oddział PAN w Krakowie*, 108, 75 str.
- Kotlarczyk, J. 1979. Podstawy stratygrafii formacji z Ropianki (fm) w jednostce skolskiej. W: Kotlarczyk, J. (red.) *Stratygrafia Formacji z Ropianki (fm). Poziomy z olistostromami w Karpatach Przemyskich. Materiały Tere nowej Konferencji Naukowej w Przemyślu. Przemyśl 28-29 czerwca 1979 r.*, str. 7-16.
- Kotlarczyk, J. & Krawczyk, A., 1980. Analizy cykliczności osadokopłenja niektórych formacji polskich Karpat. *Matierjały XI Kongressa Karpato-Balkanskoj geologiczieskoj asociacji. Litologija*, str. 109-118.
- Kotlarczyk, J. (Ed), 1985. Geotraverse Kraków-Baranów-Rzeszów-Przemyśl-Ustrzyki Górne-Komańcza-Dukla. *Guide to Excursion 4. Carpatho-Balkan Geol. Ass., 13th Congress, Cracow*, 172 str.
- Kotlarczyk, J. (red.), 1988. *Przewodnik LIX Zjazdu Pol. Tow. Geol., Przemyśl 16-18.09.1988*, Wydawnictwo AGH, Kraków, 298 str.
- Kotlarczyk, J. & Gaździcka, E., 1988. Formacja z Dolhego i formacja z Ropianki w obszarze hypostratotypowym; stratygrafia za pomocą nannoplanktonu. W: Kotlarczyk, J. (red.), *Przewodnik LIX Zjazdu Pol. Tow. Geol., Przemyśl 16 - 18.09.1988*, Wydawnictwo AGH, Kraków, str. 101-102.
- Niedzwiedzki, 1876. Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Przemyśla. *Kosmos*, 1: 263-268.
- Nowak, J., 1927. *Zarys tektoniki Polski, II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce*, Kraków, str. 1-160.
- Opolski, Z., 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 15: 29-30.
- Opolski, Z., 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych na arkuszu Stary Sambor. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 18: 6-7.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K., (Eds), *Planktonic stratigraphy*. Cambridge Earth Sciences Series: 329-426.
- Paul, K. M., 1876. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. Geol. Reichsanstalt*, 26: 263-330.
- Paul, K. M. & Tietze E., 1877. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. Geol. Reichsanstalt*, 29: 189-304.
- Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton. *Geol. Mijnb.*, 56: 37-65.
- Sławin, W. I., 1966. Stratigrafia, mezozojska grupa. W: *Geologia SSSR, t. 48, Karpaty, cz. I. Geologiczneskoje opisanije*. Str. 93-132, Moskwa.
- Styrnał-Cizancourt de, M. & Cizancourt, de, H., 1926. Warstwy kredowe w okolicy Kropiwnika. *Kosmos*, 51: 365-372.

- Styrnalówna, M. & de Cizancourt, H., 1925. O budowie geologicznej Rybnika nad Stryjem. *Kosmos*, 50: 13-30.
- Sujkowski, Z., 1932. Radiolaryty polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radiolarytami tatrzańskimi. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 7: 97-161.
- Świderski, B., 1925. Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. *Biul. Państw. Inst. Geol., Stacja Geol. Borysław*, 7: 3-131.
- Thierstein H. R., 1981, Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. In: J. E. Warme et al. (Eds.), *DSDP: a decade of progress. SEPM Spec. Public.*, 32: 355-394.
- Uhlig, V., 1885. Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in Westgalizien. *Verhandlungen Geolog. Reichsanstalt*: 33-46.
- Uhlig, V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. I. Theil. Die Sandsteinzone zwischen dem pienninischen Klippenzuge und dem Nordrande. *Jahrb. Geol. Reichsanstalt*, 38: 83-264.
- Uhlig, V., 1894. Bemerkungen zur Gliederung karpathischer Bildungen. Eine Entgegnung an Herrn C.M. Paul. *Jahrb. Geol. Reichsanstalt*, 44: 183-232.
- Varol, O. 1992. Taxonomic revision of the Polycyclolithaceae and its contribution to Cretaceous biostratigraphy. *Newsletter on Stratigraphy*, 27,3: 93-127.
- Walter, H. & Dunikowski, E., 1882. Geologiczna budowa nafto-nośnego obszaru zachodnio-galicyskich Karpat. *Kosmos*, 7: 263-302, 353-375, 449-474.
- Watycha, L., 1964. Budowa geologiczna okolic Birczy, Olszan i Rybotycz. *Biul. Inst. Geol.*, 114 str.
- Wdowiarsz, S., 1939. Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 11: 1-51.
- Wiałow, O. S., 1951. Schemata stratigrafii siewiernogo skłona Karpat. *Dokl. A. N. SSSR*, 77 (4): 689-691.
- Wiałow, O. S., Andriejewa-Grigorowicz, A. C., Gawura, C. P., Dabagian, N. W., Danysz, W. W., Kulczickij, J. O., Leszczuch, R. I., Łozyniak, P. J., Pietraszkiewicz, M. I., Ponomariewa, L. D., Romaniw, A. M. & Carnienko, P. N., 1989. *Objasnitel'naja, zapiska k regionalnoj stratigraficzeskoj scheme mielowych otłożenij ukrajskich Karpat*. A. N. Ukr. SSR, Inst. Geol. Geoch. Gorjuczich Isskopajemych, Lwow, 51 str.
- Wiśniowski, T., 1905. O wieku karpaccich warstw inoceramowych. *Rozpr. Wyd. Mat.-Przyr. Akad. Umiej.*, seria III B, 5: 132-182.
- Wiśniowski, T., 1908. *Atlas Geologiczny Galicji, Zeszyt 21 (Dobromil). Tekst do zesz. 21*, str. 1-104, Wyd. Kom. Fizjogr. Akad. Umiej., Kraków.
- Żurakowskij, A. G., 1968. O mielowych otłożeniach bassejna r. Stryj w pieriedielach borisławsko-rybninskogo pieriesieczienija. *Gieol. Sb. Lwow. Geolog. Obszcz.*, 11: 36-41.
- Rybotycze-Wiar (Figs 1, 2, 3C, 6) sections allowed us to contribute to their stratigraphy (Tab. 1) and facies description. These sections are located in the stratotype area of the Ropianka Formation (Kotlarczyk, 1978, Fig. 2) which encompasses both marl members.
- The marl members are composed of thin-bedded marls, muddy and clayey shales, siltites and arenites. The rocks called here marls contain 14 - 65% CaCO_3 (38% on average). Such marls and shales constitute as much as 80% of section. They vary in colour, consistency, and fissility. These features were used to differentiate between hard and soft subtypes of marls. Soft marls contain usually less CaCO_3 than the hard ones and are more fissile.
- Marls are structurally homogenous. Locally, they are normally graded and show a faint horizontal lamination. Inversely graded bioturbation is frequent in the marl layers. *Chondrites* and *Planolites* are the most common ichnotaxa. Traditionally such bioturbations are called fucoids and they gave name to a part of the marls. The marl layers usually are overlain by shales, while arenites or siltites occur beneath. A part of hard marls is enriched in biogenic silica of sponge and radiolarian origin.
- Shales in the studied sections are macroscopically homogeneous. The shale layers are overlain by arenite, siltite or marl, whereas the underlying rocks are chiefly marls and sometimes siltites. In the Rybotycze-Kanion section, shales are chiefly non-calcareous (0,42 - 3,67% CaCO_3), whereas in the two other sections the calcareous shales predominate.
- Arenites and siltites are composed chiefly of calcareous, siliceous and siliciclastic material. Siliceous concretions occur in some arenite and siltite layers in the Rybotycze-Kanion section. They usually show structures of the divisions T_{cd} .
- Sedimentary features indicate turbiditic origin of arenites, siltites, marls and a part of shales. The shales are in part pelagic and hemipelagic deposits or both. Turbidite shales occur chiefly in those parts of the sequence which are devoid of marls. Marl-dominated, marl-and-shale, and shale-dominated facies were distinguished on the basis of sediment composition.
- The marl-dominated facies is composed mainly of high-calclitic, hard marls with subordinate proportion of soft marls, shales, siltites and arenites (Fig. 4D; Fig. 6A). Whitish-weathered hard marl occurring in tabular composite beds is most characteristic of this facies (Fig. 7). An average bed of marl consists of several turbidites of $T_{(d)e}$ type, and is composed chiefly of hard-marl layers with milimetre-thick intercalations of noncalcareous shale. Deposits of the marl-dominated facies display relatively small fluctuations of carbonate content.
- The marl-and-shale facies is composed of marls, shales, siltites and arenites in similar proportion, although because of thin bedding and fine-grained texture of sandstones they appear to be dominated by marl and shale (Fig. 4A, B). The most specific feature of this facies are alternating packets of thin-bedded turbidites differing in content of carbonate material (Fig. 8). Thus, this facies displays distinctive cyclicity on the scale of several dozen centimetres.
- The shale-dominated facies is characterized by the lowest amounts of calcareous material (Fig. 4B and partly F). Marl constitutes less than 30% of this facies and occurs there in the soft type only. Changes in the amount of carbonate material are slight in these deposits. A rhythmicity in this facies is displayed by varying concentration of arenite and siltite layers in the sequence (Fig. 9). This facies occurs chiefly in the surrounding of marl-rich complexes. It is typical of the Rybnik Flysch Member which separates the Siliceous Marl from the Fucoid Marl Members.
- Nannoplankton investigations in smear slides with light microscope under 800x and 1600x magnifications were used to determine the age of the SMM and FMM. Nannofossil taxa were

Summary

NEW DATA ON LITHOFACIES AND STRATIGRAPHY OF THE SILICEOUS AND FUCOID MARL OF THE SKOLE NAPPE (CRETACEOUS, POLISH CARPATHIANS)

Stanisław Leszczyński, Kazimiera Malik
& Mariusz Kędziński

Detailed investigation of the Siliceous Marl Member (SMM) in Rybotycze-Kanion section (Figs 1, 2, 3A, 4), and Fucoid Marl Member (FMM) in Rybotycze-Dolinka (Figs 1, 2, 3B, 5), and

identified according to Perch-Nielsen (1985) and Varol (1992). A four-grade scale of Stradner and Steinmetz (1976) was employed to determine the frequency of taxa. The recognized nannofossil assemblages (Fig. 12) were related to the CC biozones of Sissingh (1977) and Perch-Nielsen (1985). The first appearances of the youngest species were used to determine the biozones.

Samples from the SMM contained scarce and poorly preserved nannofossil specimens (Tab. 2). The assemblages represent CC11 - CC15 biozones indicating Early Turonian - Middle Santonian age of the SMM (Fig. 10).

Samples from the FMM contained more numerous and better preserved specimens than those from the SMM (Tables 3, 4). The assemblages represent CC17 - CC23b biozones pointing out Santonian/Campanian - Early Maastrichtian age of the FMM (Fig. 11). One sample (D5) from Rybotycze-Dolinka section represents upper part of the Rybnik Flysch member. This sample contained nannofossil assemblage of the CC16 - CC17 biozones pointing out

the earliest Santonian age. Two samples from the bottom of this section (D2, D3) contained very poor nannofossils. Sediment features indicate that they represent Albion - Cenomanian of the Dolhe Formation.

The interpreted age of the SMM and FMM suggests that the Rybnik Flysch member, composed of chiefly thin-bedded turbidites, is limited to CC16 biozone, i.e., it was deposited for about 1 My only.

Existence of an intermediate form between *Quadrum gartneri* and *Q. gothicum*, i.e., *Q. gartneri-gothicum* is here suggested. Such taxon is recorded in the Coniacian and Santonian deposits, while *Q. gothicum* occurs in the uppermost Santonian - Campanian material only. The material investigated does not support Varol's (1992) idea that *Q. gothicum* is a synonym of *Q. gartneri*. *Quadrum sissinghi* recorded here was interpreted according to Varol, as a synonym of *Uniplanarius gothicus*.