



NANOPLANKTON WAPIENNY I OKRZEMKI ŚRODKOWEGO MIOCENU W REJONIE BUSKA I KAZIMIERZY WIELKIEJ (PÓŁNOCNA CZĘŚĆ ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO)

MIDDLE MIOCENE CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND DIATOMS FROM THE BUSKO AND KAZIMIERZA WIELKA AREA (NORTHERN PART OF THE CARPATHIAN FOREDEEP)

ELŻBIETA GAŹDZICKA¹

Abstrakt. Na podstawie wyników szczegółowej analizy zespołów nanoplanktonu wapiennego występującego w profilach badawczych otworów wiertniczych wykonanych w rejonie Buska, w północnej części zapadliska przedkarpackiego, określono pozycję stratygraficzną przewierconych sekwencji osadowych. W profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1² ility margliste górnej części formacji skawinińskiej zaliczono do poziomu nanoplanktonowego NN5 *Sphenolithus heteromorphus* odpowiadającego środkowemu badenowi Paratetydy i górnemu langowi/ dolnemu serrawalowi w prowincji medyterańskiej. Serie z ewaporatami (przeławicenia gipsów i ilów), wyróżnione jako formacja krzyżanowicka, oraz osady ilaste formacji z Machowa reprezentują poziom nanoplanktonowy NN6 *Discoaster exilis*. Przez analogię do innych basenów Paratetydy Środkowej granicę pięter badeńskiego i sarmackiego w profilu tego otworu wskazano bezpośrednio poniżej 20-metrowej miąższości sekwencji zawierającej skały bogate w okrzemki. W zespołach nanoplanktonu wapiennego dolny sarmatyzacja wyznacza pojawienie się gatunków *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kernerne i *Rhabdosphaera procera* Martini. W profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1, w osadach formacji z Machowa, wyróżniono poziom nanoplanktonowy NN6 *Discoaster exilis*. Masowy rozwój okrzemek udokumentowany w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 świadczy o położeniu tego obszaru w pobliżu ujścia większej rzeki dostarczającej związki azotu, fosforu oraz krzemionkę. Zachowanie delikatnych frustul okrzemek było możliwe dzięki szybkiej sedymentacji osadów klastycznych w nadkładzie skał bogatych w okrzemki.

Słowa kluczowe: nanoplankton wapienny, okrzemki, stratygrafia, środkowy miocen, zapadlisko przedkarpackie.

Abstract. The results of detailed analysis of calcareous nannoplankton in Miocene deposits from the northern part of the Carpathian Foredeep enabled stratigraphic conclusions. Marly clays of the uppermost part of the Skawina Formation in the Busko (Młyny) PIG-1 borehole section are correlated with the NN5 *Sphenolithus heteromorphus* Zone that corresponds with the Middle Badenian in the Paratethys and the upper Langhian/ Lower Serravalian in the Mediterranean region. The Krzyżanowice Formation, which includes evaporites (gypsum and clay intercalations), and the Machów Formation represent the NN6 *Discoaster exilis* Zone. By a comparison with other Paratethyan basins, the Badenian/ Sarmatian boundary is proposed just below a 20-metres thick set of diatomaceous siltstone layers. Among the calcareous nannofossil species, the appearance of *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kernerne and *Rhabdosphaera procera* Martini may point to the Lower Sarmatian transgression. Clayey sequences of the Machów Formation in the Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole correspond with the NN6 *Discoaster exilis* Zone. Abundance of diatom floras observed in the Busko (Młyny) PIG-1 borehole suggests a proximity of a river mouth that supplied water with nitrates, phosphates and silica. Preservation of delicate siliceous diatom frustules was possible due to rapid deposition of clastic sediments above diatomaceous siltstone.

Key words: calcareous nannofossils, diatoms, stratigraphy, Middle Miocene, Carpathian Foredeep.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: elzbieta.gazdzicka@interia.pl.

² Nazwy otworów wiertniczych podano zgodnie z dokumentacją.

WSTĘP

Zapadlisko przedkarpackie powstało we wczesnym miocenie wzdłuż pasywnej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej w wyniku subdukcji wywołanej nasuwaniem się z południa płaszczowin Karpat fliszowych. Aktywność tektoniczna orogenu karpackiego powodowała migrację basenu ku północy, a od schyłku wczesnego miocenu także ku wschodowi (Oszczypko, 1998, 2001). Efektem było powstanie w środkowym miocenie rozległego basenu sedimentacyjnego o fleksuralnie nachylonym podłożu, znacznie wkraczającego na platformę waryscyjską i wschodnioeuropejską. Połączenie z innymi basenami Paratetydy Środkowej i Wschodniej umożliwiała wymianę wód i bujny rozwój morskich biocenoz obejmujących zarówno organizmy planktoniczne, jak i bentoniczne. Jednak regionalna aktywność tektoniczna oraz eustatyczne wahania poziomu oceanu światowego w miocenie (Haq i in., 1988) skutkowały okresowym zamykaniem połączeń międzybasenowych, a co za tym idzie – znaczącymi zmianami paleośrodowiskowymi. Izolacja poszczególnych basenów paratetydzkich powodowała ograniczenie składu taksonomicznego zespołów organicznych, a w niektórych z nich także rozwój gatunków endemicznych (Jerković, 1970; Bóna, Gál, 1985).

Najstarszymi utworami środkowego miocenu są zlepieńce podstawowe, utworzone w wyniku transgresji wczesnobadeńskiej. Zawierają głównie otoczaki skał karbońskich i są wyróżniane jako zlepieńce i piaskowce dębowieckie (Oszczypko, 2001). Ponad nimi występują pełnomorskie sekwencje ilasto-margliste formacji skawińskiej, leżące w sposób przekraczający i będące świadectwem rozwoju transgresji. Spadek poziomu morza w późnym badenie spowodował okresową izolację basenu, spływanie znacznych jego fragmentów i kry-

zys salinarny. Przejawem tych zdarzeń była sedimentacja serii ewaporatowych (gipsy, anhydryty, sól kamienna) na rozległych obszarach, od północnych Moraw po zachodnią Ukrainę (Garlicki, 1968; T.M. Peryt i in., 1998). U schyłku badenu nastąpił kolejny etap przyspieszonej subsydencji podłoża zapadliska; doszło do ponownej transgresji morskiej i depozycji osadów klastycznych. Charakter sedimentacji determinowały lokalne warunki batymetryczne, synsedymenacyjna aktywność tektoniczna niektórych stref basenu oraz położenie i budowa obszarów alimentacyjnych. Skutkiem otwarcia basenu ku Paratetydzie Wschodniej we wczesnym sarmacie był rozwój bogatych zespołów organicznych i płytkowodnej sedimentacji węglanowej, w tym raf glonowo-serpulowych, we wschodniej części zapadliska (Jasionowski, 1996). W polskiej części zapadliska przedkarpackiego sedimentacja morska trwała zapewne do środkowego sarmatu (Ney i in., 1974; Garecka, Olszewska, 2011).

W latach 2011–2012 przeprowadzono kompleksowe badania serii miocenijskich w profilach dwóch otworów wiertniczych – Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 zlokalizowanych w północnej części zapadliska przedkarpackiego (fig. 1), wyróżnianej jako niecka nidziańska. Zastosowanie różnorodnych metod badawczych (Czapowski, Gąsiewicz, 2015; Gąsiewicz, 2015; Paruch-Kulczycka, 2015; D. Peryt, T.M. Peryt, 2015; Studencka, 2015) umożliwiło osiągnięcie większej precyzji przy formułowaniu wniosków stratygraficznych, rekonstrukcji procesów sedimentacji i ich zmienności w czasie, określeniu warunków paleoekologicznych i sukcesji paleośrodowisk. W ramach tych badań wykonano także szczegółową analizę zespołów

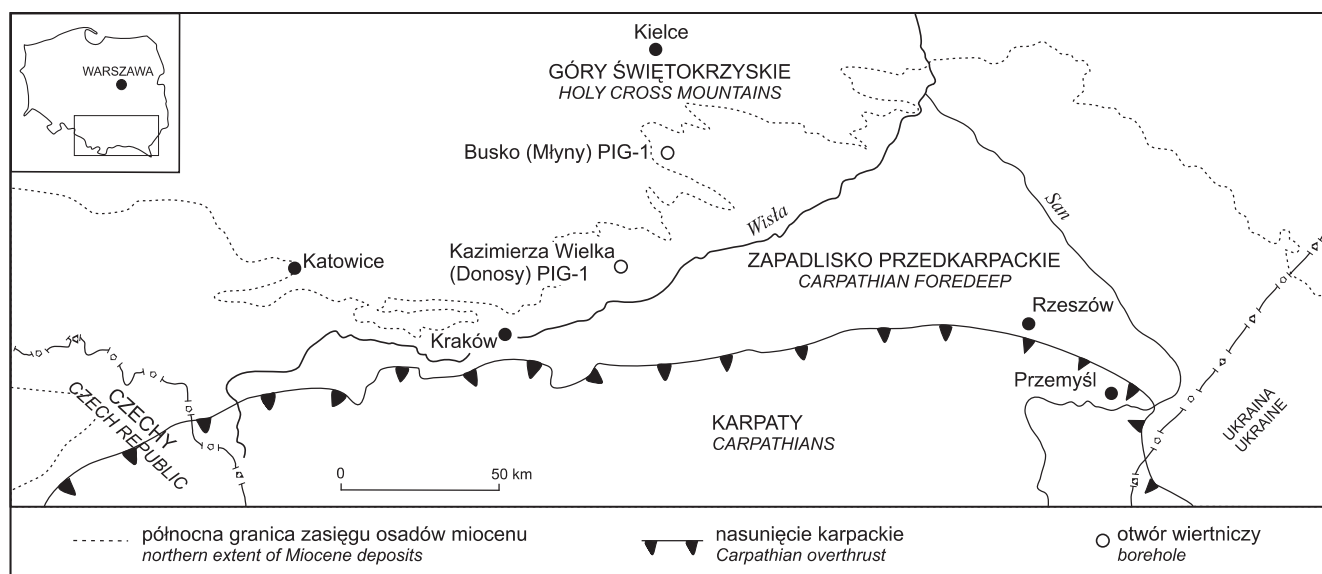


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (wg Paruch-Kulczyckiej, 2015)

Location of Busko (Młyny) PIG-1 and Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 boreholes (after Paruch-Kulczycka, 2015)

nanoplanktonu wapiennego występującego w profilach obu wymienionych otworów wiertniczych. Celem niniejszego artykułu jest dokumentacja wyników analiz, określenie stan-

dardowych poziomów nanoplanktonowych, wskazanie granicy pięter środkowego miocenu – badenu i sarmatu – oraz sformułowanie wniosków paleośrodowiskowych.

PRZEGLĄD WYNIKÓW DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Stratygrafię morskich serii osadowych miocenu w zapadlisku przedkarpaccim, podobnie jak w innych basenach Paratetydy Środkowej, oparto na zapisie ewolucji zespołów mikrofauny, głównie otwornic, jak też nanoplanktonu wapiennego. Pionierami w badaniach otwornic serii pod- i nadewaporatowych w polskiej części zapadliska byli Alexandrowicz (1958, 1961a, b, 1963a, b) i Łuczowska (1958, 1964). Badania nanoplanktonu wapiennego rozpoczęto dwie dekady później. Pierwsze prace dotyczyły serii środkowego miocenu w północnej części basenu: na przedpolu Gór Świętokrzyskich, na Roztoczu i na Górnym Śląsku (Martini, 1977; Dudziak, Łaptaś, 1991; Gaździcka, 1994; D. Peryt, 1987, 1997). Na podstawie licznych i zróżnicowanych zespołów nanoplanktonu wapiennego w kompleksie podewaporatowym w wymienionych rejonach wyróżniono standardowe poziomy nanoplanktonowe NN5 *Sphenolithus heteromorphus* i NN6 *Discoaster exilis*. Sekwencje osadowe występujące powyżej serii ewaporatowej, określane jako formacja z Machowa, korelowano z poziomami nanoplanktonowymi NN6 i NN7 (Oszczypko-Clowes w: Krzywiec i in., 2008; Garecka, Olszewska, 2011; Oszczypko-Clowes i in., 2012), a nawet NN8/NN9 (Gaździcka, 1994). W serii zawierającej ewaporaty (zarówno gipsy, jak i sól kamienną) D. Peryt (1999) wyróżniła także poziom nanoplanktonowy NN6 (w części ukraińskiej nierozdzielone poziomy NN6/NN7) wskazujący na jej górnobadeński wiek. Korelację poziomów nanoplanktonowych z poziomami mikrofaunistycznymi (zespoły otwornic) wczesnego i środkowego badenu przedstawili Dudziak i Łuczowska (1991). Określono też pozycję serii dolnego miocenu w wewnętrznej części zapadliska i w mioceńskich jednostkach sfałdowanych u czoła Karpat fliszowych (Garecka i in., 1996; Garecka, Olszewska, 1997). Pod kątem zawartości nanoplanktonu wapiennego zbadano także mioceńskie serie osadowe w basenie nowosądeckim. Skład taksonomiczny zespołów nanoplanktonu w osadach formacji z Iwkowej i formacji z Niskowej wskazuje na ingresję morską w póź-

nym badenie–wczesnym sarmacie (poziomy nanoplanktonowe NN6–NN7) na obszar basenu nowosądeckiego położonego na południe od nasunięcia karpacciego (Cieszkowski i in., 1988; Oszczypko-Clowes i in., 2009).

Sukcesja zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego jest również podstawą schematów stratygraficznych serii mioceńskich poza granicami Polski. Na Morawach, w zachodniej części zapadliska przedkarpacciego, pionierskie badania nanoplanktonu wapiennego prowadziła Molčiková (1974, 1978, 1983), a kontynuowała Švábenická (2002). Natomiast we wschodniej części zapadliska przedkarpacciego, na Ukrainie, stratygrafię nanoplanktonową serii solonośnych opracowała Andreyeva-Grigorovich (Andreyeva-Grigorovich i in., 1999, 2003). W ukraińskiej części zapadliska przedkarpacciego pozycję stratygraficzną sekwencji zawierających ewaporaty D. Peryt (1999) korelowała z poziomami nanoplanktonowymi NN6/NN7.

Stratygrafia serii osadowych miocenu w basenach Paratetydy Środkowej także jest oparta na sukcesji zespołów otwornic i nanoplanktonu wapiennego. W basenie wiedeńskim (Fuchs, Stradner, 1977; Lehotayová, Molčiková, 1978; Stradner, Fuchs, 1978) i w Burgenlandzie (Müller, 1974; Rögl, Müller, 1976) w osadach dolnego badenu wyróżniono poziom nanoplanktonowy NN5, osady środkowego badenu korelowano z poziomem NN6, natomiast najwyższego badenu i sarmatu – z poziomem NN7. Stratygrafię mioceńskich serii osadowych w basenie panońskim na podstawie wyników badań nanoplanktonu wapiennego opracowali Báldi-Beke i Nagymarosy (1979) oraz Nagymarosy (1985), natomiast w basenach przed- i wewnątrzkarpackim (transylwańskim) w Rumunii – Mărunțeanu (1992, 1999). O pracach tych warto wspomnieć, gdyż to właśnie do nich nawiązywali badacze wyróżniający poziom nanoplanktonowe w zapadlisku przedkarpaccim ze względu na podobieństwo zespołów nanoplanktonu.

MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Profil otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 na głębokości 20,3–200,0 m obejmuje mioceńskie serie osadowe należące do czterech formacji: skawińskiej, z Krzyżanowic, z Machowa i z Chmielnika (Czapowski, Gąsiewicz, 2015). Stropowa część formacji skawińskiej, stanowiąca najstarsze ogniwo w badanym profilu, jest wykształcona w postaci szarych iłów wapnistych zawierających muszle mięczaków

i drobne szczątki roślinne, jak również skupienia pirytu. Formację z Krzyżanowic tworzą warstwy gipsu z przeławieniami szarych iłów laminowanych, natomiast formacja z Machowa to głównie iłowce wapniste z wkładkami mułków piaszczystych i drobnoziarnistych piasków kwarcowych. W sekwencjach klastycznych występują węglanowe muszle mięczaków, detrytus roślinny, a w dolnej części także liczne

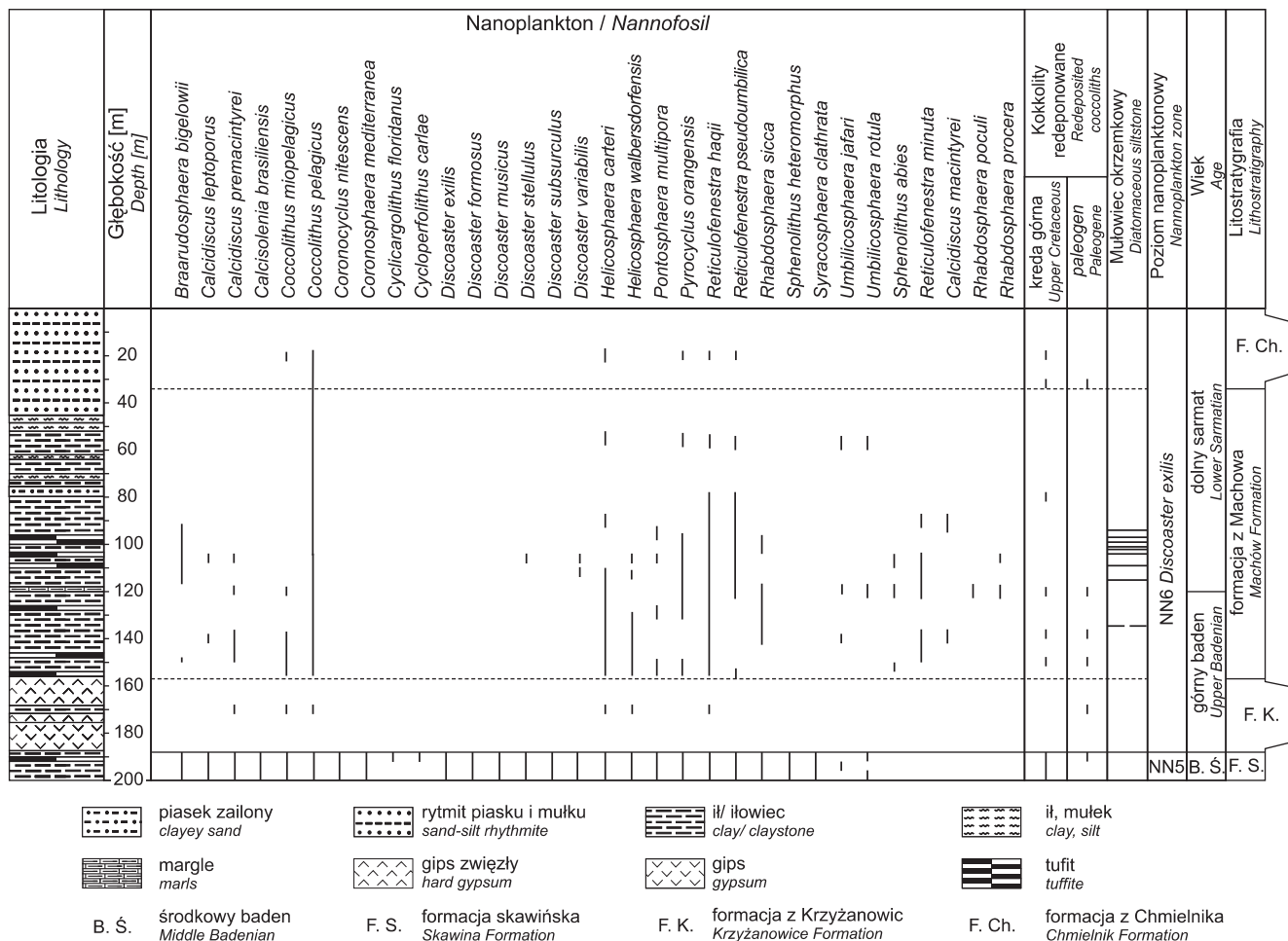


Fig. 2. Występowanie nanoplanktonu wapiennego w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Distribution of calcareous nannofossil taxa within the Busko (Młyny) PIG-1 borehole section

warstewki tufitów (fig. 2). Formację z Chmielnika tworzą szare piaski kwarcowe z fragmentami wapiennych plech litotamniów i muszli mięczaków. W przypadku otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 badany odcinek profilu obejmuje fragment formacji z Machowa (głębokość 134,6–170,5 m), wykształcony w postaci ciemnoszarych ilów ze skupieniami pirytu i zwęglonymi szczątkami roślinnymi oraz ilowców wapienistych zawierających detrytus muszli mięczaków. W rozpatrywanej części profilu, podobnie jak w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1, występuje kilka warstewek tufitów (fig. 3).

Ogółem przeanalizowano 45 próbek utworów pobranych ze wszystkich wymienionych formacji. Analizę zespołów nanoplanktonu wapiennego wykonano przy użyciu mikroskopu optycznego polaryzacyjnego OLYMPUS BH-2 wyposażonego w polaryzator i kontrast fazowy. Wcześniej przeprowadzono macerację próbek i separację frakcji aleurytowej w wirówce, a także dezintegrację niektórych z nich przy pomocy myjki ultradźwiękowej. Zastosowano wielokrotne, krótkie (30 s) wirowanie zawiesiny z dodatkiem wody destylowanej i dyspergentów (pirofosforan sodu). Preparaty mikroskopowe typu *smear-slides* wykonano me-

todą standardową, opisaną przez Perch-Nielsen (1985a) oraz Bowna i Younga (1999). Identyfikację taksonomiczną kokolitów przeprowadzono zarówno pod mikroskopem optycznym, przy powiększeniach 900- i 1800-krotnych, jak i pod mikroskopem skaningowym. Oprócz nanoplanktonu wapiennego analizowano także zespoły okrzemek, licznie występujących w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 na głębokości 98,8–115,8 m. Trzeba jednak zaznaczyć, że do tych badań wykorzystano preparaty mikroskopowe przygotowane do analizy nanoplanktonowej, bez zastosowania metod preparatyki właściwej dla analizy diatomologicznej. W konsekwencji znaczna część pancerzyków okrzemek uległa dezintegracji albo została usunięta podczas wirowania. Zespoły okrzemek zachowane w badanym materiale były jednak na tyle obfite i zróżnicowane pod względem taksonomicznym, że pominięcie ich w wynikach analiz znacznie zubożyłoby opis tych wyjątkowo bogatych w mikroorganizmy tafocenoz. Zasadne wydaje się przeprowadzenie w przyszłości analizy diatomologicznej osadów z profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 w ramach odrębnego opracowania, w zależności od dostępności materiału skalnego.

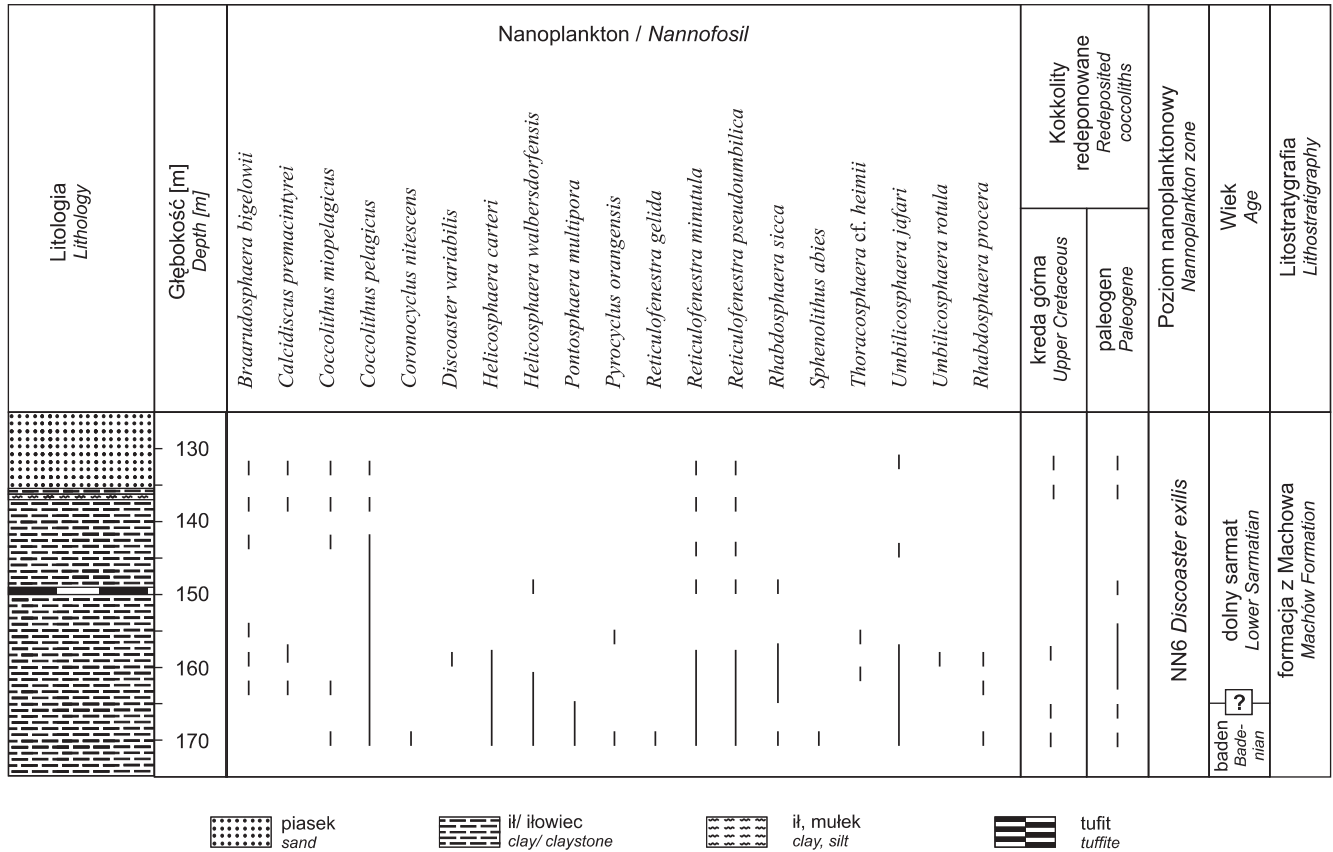


Fig. 3. Występowanie nanoplanktonu wapiennego w profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1

Distribution of calcareous nannofossil taxa within the Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole section

Dokumentację fotograficzną kokkolitów i innych mikrosczątków pochodzenia organicznego wykonano z użyciem mikroskopu skaningowego LEO 1430 w Pracowni Mikroson-

dy Elektronowej Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie.

WYNIKI BADAŃ

Miocenijskie serie osadowe w profilach otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 oraz Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 zawierają stosunkowo liczny i dobrze zachowany nanoplankton wapienny (fig. 2–4, tabl. I–IV). Kokkolity obficie występują w ilach wapnistych formacji skawińskiej i w sekwencjach ilastych dolnej części formacji z Machowa. Natomiast ropy stanowiące przeławienia warstw gipsów formacji z Krzyżanowic zawierają ubogi nanoplankton, zarówno pod względem ilości gatunków, jak i osobników. W sekwencjach ilastych najwyższej części formacji z Machowa oraz w piaskach formacji z Chmielnika ilość kokkolitów miocenijskich drastycznie maleje, zwiększa się za to ilość nanoplanktonu redeponowanego z serii osadów kredy górnej i paleogenu.

NANOPLANKTON WAPIENNY

Profil otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Największe zróżnicowanie taksonomiczne nanoplanktonu wapiennego zaobserwowano w próbkach pochodzących ze stropowej części formacji skawińskiej w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 (fig. 2). W ilowcach marglistych występujących bezpośrednio poniżej serii ewaporatowej zespołu nanoplanktonu wapiennego obejmują średnio dwadzieścia pięć gatunków. Do najliczniej reprezentowanych gatunków należą: *Helicosphaera carteri* (Wallich) (tabl. II: 2), *H. walbersdorfensis* Müller (tabl. II: 5) i *Coccolithus pelagicus* (Wallich). Towarzyszą im nieco rzadsze

Calcidiscus premacintyreii Theodoridis (tabl. I: 3), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (tabl. II: 9–12) i *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) (tabl. III: 8). W sekwencjach tych największe zróżnicowanie gatunkowe osiąga też rodzaj *Discoaster* reprezentowany przez gatunki takie jak: *D. exilis* Martini et Bramlette (tabl. III: 1), *D. formosus* Martini et Worsley (tabl. III: 2), *D. musicus* Stradner, *D. stellulus* Gartner (tabl. III: 3), *D. subsurculus* Gartner czy *D. variabilis* Martini et Bramlette (tabl. III: 5, 6). We wszystkich badanych próbkach z formacji skawińskiej występuje *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre (tabl. III: 11) – gatunek o znaczeniu stratygraficznym. Jego przedstawiciele są jednak nieliczni, a ponadto charakteryzują się niewielkimi rozmiarami (6–8 µm), na co wcześniej zwrócił uwagę Martini (1977), który badał nanoplankton wapienny z iłów zatoki korytnickiej. Wymienionym gatunkom towarzyszą także kokkolity o niewielkich rozmiarach (1,5–4,5 µm) i delikatnej budowie, które zidentyfikowano przy użyciu mikroskopu skaningowego: *Coronosphaera mediterranea* (Lohman), *Syracosphaera clathrata* Roth et Hay (tabl. II: 7, 8) i *Calciosolenia brasiliensis* (Lohmann). Gatunki te są znane z serii osadowych badenu i dolnego sarmatu innych basenów Paratetydy Środkowej (m.in. z basenu północnej Chorwacji – Galović, Young, 2012). Wcześniej nie wzmiankowano o ich obecności w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego, podobnie jak *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priewalder (tabl. I: 4–6). Ten ostatni gatunek, opisany po raz pierwszy z serii badenu środkowego w zachodniej Słowacji (otwór wiertniczy Salka w dolinie Dunaju), jest znany też z innych basenów Paratetydy Środkowej. Natomiast gatunek *Coronosphaera mediterranea* (Lohman) stwierdzono wcześniej w osadach piętra karpata na Węgrzech i w zachodniej Słowacji (Báldi-Beke, 1980; Lehotayová, 1982). W stropowych warstwach formacji skawińskiej (głębokość 188,5 m), bezpośrednio poniżej pierwszych ławic gipsu, wzrasta ilość kokkolitów redeponowanych ze starszych serii osadowych, głównie kredy górnej (kampanu i mastrychtu) oraz środkowego eocenu.

W iłach stanowiących przeławicenia w serii gipsów formacji z Krzyżanowic występują bardzo ubogie zespoły nanoplanktonu pod względem ilości zarówno gatunków, jak i osobników. Dominującym gatunkiem jest *Coccolithus pelagicus* (Wallich), któremu w dolnej części formacji niezbyt nielicznie towarzyszą *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra minuta* Roth i *R. haqii* Backman. W iłach z górnej części formacji z Krzyżanowic zespoły nanoplanktonu wapiennego są jeszcze mniej zróżnicowane. Występuje tam niemal wyłącznie *Coccolithus pelagicus* (Wallich) i liczne kokkolity redeponowane z paleogeńskich (górny eocen–oligocen) i w nieco mniejszej ilości z górnokredowych serii osadowych (fig. 2). W sekwencjach tych kokkolity są źle zachowane (korozja chemiczna?), wraz z nimi występuje wiele drobnych fragmentów organicznych, prawdopodobnie pochodzenia roślinnego.

W początkowym etapie sedymentacji utworów formacji z Machowa rozwój nanoplanktonu wapiennego był powol-

ny. Świadczą o tym ubogie i słabo zróżnicowane zespoły, niekiedy ograniczone do dwóch–trzech gatunków; jednocześnie silna redepozycja kokkolitów paleogeńskich wskazuje na intensywny dopływ materiału terrygenicznego do basenu. W zespole w dalszym ciągu dominuje gatunek *Coccolithus pelagicus* (Wallich), ale stopniowo pojawiają się *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) (tabl. I: 10, 11) i *Sphenolithus abies* Deflandre (tabl. III: 10). Przedstawiciele dwóch ostatnich gatunków nie zaobserwowano w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 poniżej serii ewaporatowej (por. fig. 2). Kokkolitom miocieńskim nadal licznie towarzyszą gatunki redeponowane z osadów górnego paleogenu. Pierwsza zmiana w zespołach następuje kilkanaście metrów powyżej dolnej granicy formacji. Na głębokości 140,8 m zespół nanoplanktonu jest liczniejszy i bardziej zróżnicowany (fig. 2). Licznie pojawiają się przedstawiciele rodzaju *Calcidiscus*: *C. leptoporus* (Murray et Blackman), *C. macintyreii* (Bukry et Bramlette) i *C. premacintyreii* Theodoridis oraz *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) i *Umbilicosphaera jafari* Müller. Gatunki te, wraz z towarzyszącymi im *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *C. miopelagicus* Bukry i helikosferami, przeważają pod względem ilościowym nad pozostałymi taksonami. Drobne kokkolity z rodzaju *Reticulofenestra* – *R. haqii* Backman i *R. minuta* Roth – występują sporadycznie. Oprócz obfitego nanoplanktonu w osadach na głębokości 140,8 m pojawiają się pierwsze, jeszcze niezbyt liczne frustule okrzemek. Jednak w kolejnym odcinku profilu (głębokość 125,0–136,0 m) zawartość nanoplanktonu wapiennego ponownie jest niska, jednocześnie małe jest też zróżnicowanie taksonomiczne zespołów. Liczba gatunków miocieńskich zmniejsza się na korzyść form redeponowanych, głównie z utworów najwyższych pięter kredy górnej (m.in. gatunek *Broinsonia parca* wskazuje na kampan). W zespołach dominują gatunki *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller i *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud). Wszystkie te gatunki są uważane za płytkowodne, wskazujące na bliskość strefy brzegowej.

Kolejną zmianę w zespołach nanoplanktonu zaobserwowano w próbce z głębokości 119,7 m. Wraz z licznie występującym gatunkiem *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) (tabl. I: 11) pojawiają się: *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) (tabl. I: 10), *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette (tabl. III: 4), *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kerneer (tabl. III: 7), *R. procera* Martini (tabl. III: 9) oraz *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner). Gatunków tych nie odnotowano w najniższej części formacji z Machowa. Na szczególną uwagę zasługują *Rhabdosphaera poculi* i *R. procera*, które w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 pojawiają się po raz pierwszy. Gatunki te występują w sekwencjach profilu z Walbersdorf w Burgenlandzie, na pograniczu basenów wiedeńskiego i panońskiego, analizowanych przez Müller (1974) i korelowanych z poziomem nanoplanktonowym NN7. Jednak najbardziej charakterystyczne w tej części profilu jest masowe pojawienie się okrzemek w osadach z głębokości 95,8–115,8 m. Krzemionkowe frustule

tych jednokomórkowych glonów są głównymi składnikami osadów, co pozwala określić je mianem mułowców okrzemkowych (*diatomaceous siltstone*). Okrzemkom towarzyszą, także zbudowane z krzemionki, cysty glonów z gromady Chrysophyta – *Archaeomonas sphaerica* Deflandre i *Carnegia* sp., ebrzydka – *Ebriopsis valida* Deflandre oraz krzemionkowe spikulki gąbek (tabl. IV: 7). Oprócz okrzemek i wymienionych mikroorganizmów w omawianym fragmencie profilu licznie występują niewielkich rozmiarów węglanowe skorupki otwornic – tzw. *nannoforaminifers*. Najczęściej są reprezentowane rodzaje *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Rotalipora* i *Bolivina* (tabl. IV: 5, 6).

Powyżej ostatniego poziomu skał bogatych w okrzemki zespoły nanoplanktonu stają się ubogie i słabo zróżnicowane pod względem taksonomicznym. Najczęściej są ograniczone do kilku gatunków, wśród których dominują *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) i drobne formy z grupy *Reticulofenestra minutula/haqii*. Towarzyszy im mniej liczny *Coccolithus pelagicus* (Wallich). Na głębokości 80,6 m występuje niemal monogatunkowa tanatocenoza gatunku *Reticulofenestra pseudoumbilica*. Znamienny jest też brak kokkolitów redeponowanych ze starszych serii osadowych. Na głębokości 57,3 m zespół nanoplanktonu wapiennego staje się znów nieco bardziej zróżnicowany. Pojawiają się ponownie *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Umbilicosphaera jafari* Müller oraz *U. rotula* (Kamptner) (por. fig. 2). Stropowe sekwencje formacji z Machowa charakteryzuje niemal całkowity zanik zespołów nanoplanktonu i jednoczesny brak kokkolitów redeponowanych ze starszych serii osadowych. Podobnie w najniższych warstwach formacji z Chmielnika brak jest miocenijskiego nanoplanktonu wapiennego. Sporadycznie występuje *Coccolithus pelagicus*, któremu towarzyszą redeponowane gatunki kredowe i paleogeńskie. Na głębokości 20,3 m ponownie pojawia się ubogi i słabo zróżnicowany pod względem taksonomicznym zespół kokkolitów miocenijskich. Obejmuje wyłącznie gatunki oportunistyczne, o długich zasięgach stratygraficznych, takie jak *Coccolithus pelagicus* i *Helicosphaera carteri* oraz licznie reprezentowane *Reticulofenestra haqii* i *R. pseudoumbilica*. Kokkolitom towarzyszą niewielkich rozmiarów otwornice planktoniczne (*nannoforaminifers*).

Profil otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1

Sekwencje ilaste formacji z Machowa w profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1, oddalonego o ok. 25 km od otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 (fig. 1), zawierają zespoły nanoplanktonu wapiennego o podobnym składzie taksonomicznym. Analogiczne jest też występowanie na przemian sekwencji z zespołami liczniejszymi i bardziej zróżnicowanymi pod względem taksonomicznym nanoplanktonu oraz z zespołami uboższymi i słabiej zróżnicowanymi. Istotną różnicę stanowi jednak brak mułowców okrzemkowych, które w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1, w środkowej części formacji z Machowa, tworzą pakiet 20-metrowej miąższości.

W najniższej części badanego profilu (na głębokości 170,5 m) nanoplankton wapienny występuje obficie i jest dobrze zachowany. Oprócz pojedynczych kokkolitów w osadzie stwierdzono liczne kokkosfery, a także skorupki otwornic planktonicznych i frustule okrzemek. W zespole dominują przedstawiciele gatunków *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) i *R. gelida* (Geitzenauer). Ten ostatni gatunek, niezbyt często pojawiający się w literaturze dotyczącej piętra miocenijskiego, różni się od *R. pseudoumbilica* mniejszym, lecz podobnie zbudowanym otworem centralnym, tj. wypełnionym ażurową, „siateczkowatą” strukturą. Gatunek *Reticulofenestra gelida*, opisany po raz pierwszy z obszaru okołoparktycznego (Geitzenauer, Huddleston, 1972), był uważany za charakterystyczny dla wód chłodnych lub za „zimowy morfotyp” *R. pseudoumbilica* (Perch-Nielsen, 1985b). Backman (1978) zidentyfikował go jednak w zespołach nanoplanktonu z pogranicza miocenu i pliocenu (NN11–NN12) w południowo-wschodniej Hiszpanii. Można dodać, że w profilu Cuevas del Almanzora, uznanym za parastratotyp piętra messyńskiego, poza gatunkami przewodnimi dla tego piętra, pozostałe elementy zespołów nanoplanktonu (*Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Reticulofenestra gelida*, *R. haqii*, *R. pseudoumbilica*, *R. procera*, *Sphenolithus abies* i *Umbilicosphaera jafari*) są identyczne jak w profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. Galović i Young (2012) zidentyfikowali gatunek *Reticulofenestra pseudoumbilica gelida* (Geitzenauer) w monogatunkowych zespołach z *R. pseudoumbilica* w sekwencjach dolnego sarmatu w basenie północnej Chorwacji. Zdaniem tych autorów współwystępowanie glonów z gromady Prasinophyceae z kokkolitami może wskazywać na niską temperaturę wody, wysoką produktywność fitoplanktonu i stratyfikację wód, z warstwą o niższym zasoleniu na górze i o słabym natlenieniu w strefie przydennej.

W wyższej części profilu formacji z Machowa (głębokość 163,5 m) zawartość nanoplanktonu zmniejsza się, a zespoły są mniej zróżnicowane, z dominującym gatunkiem *Coccolithus pelagicus* (Wallich). W osadach z głębokości od 160,6 m nanoplankton występuje obficie. W zespołach przeważają *Coccolithus pelagicus* (Wallich) i *Reticulofenestra haqii* Backman. Licznie występuje też gatunek *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, mający przewagę ilościową nad *H. carteri* (Wallich) (tabl. II: 3). Pojawiają się gatunki *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis i *Rhabdosphaera procera* Martini. W tej próbie stwierdzono ponadto liczne, dobrze zachowane kokkosfery oraz węglanowe cysty Dinoflagellata, prawdopodobnie z gatunku *Thoracosphaera heimii* (Lohmann). Redeponowane kokkolity paleogeńskie (środkowo- i późnoeocenijskie) są nieliczne. W próbie z głębokości 159,6 m zidentyfikowano gatunek *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette (por. fig. 3).

Jeszcze wyżej w profilu ilość nanoplanktonu wapiennego drastycznie maleje. Stwierdzono jedynie nieliczne kokkolity *Coccolithus pelagicus* (Wallich) i *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud), którym towarzyszą gatunki redeponowane z serii paleogeńskich. Od głębokości 149,6 m nanoplankton ponownie występuje obficie, jest

dobrze zachowany, jednak zespół jest mało zróżnicowany pod względem taksonomicznym. Dominują: *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra haqii* i *R. pseudumbilica*. Brak jest *Helicosphaera walbersdorfensis*, licznie natomiast występuje *Braarudosphaera bigelowii* – gatunek charakterystyczny dla wód płytkich strefy okołobrzegowej. Więcej jest też kokkolitów redeponowanych z utworów kredy górnej i paleogenu. Ku górze badanego profilu osady ilaste formacji z Machowa zawierają coraz mniej nanoplanktonu wapiennego, a jednocześnie spada zróżnicowanie zespołów. Dominują gatunki *Coccolithus pelagicus* i *Braarudosphaera bigelowii*, którym towarzyszą liczne kokkolity kredowe i paleogeńskie na wtórnym złożu.

ZESPOŁY OKRZEMEK

W profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1, w osadach ilastych formacji z Machowa, stwierdzono poziomy skał bogatych w okrzemki, świadczące o nagłym, masowym rozwoju tych organizmów, a tym samym o wysokiej produktywności pierwotnej wód północnych obrzeży zapadliska przedkarpackiego. Pierwsze okrzemki pojawiają się w ilach wapienistych na głębokości 140,8 m. Frustule występują w nich dość licznie, ale jeszcze nie na skalę skałotwórczą. Dominują gatunki o budowie linearnej i słabo wykształconej ornamentacji, charakteryzujące się brakiem szczeliny centralnej, zwanej rafą. W zespole zidentyfikowano taksony *Grammatophora stricta* var. *fossilis* Grunow i *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) reprezentujące rząd Pennales, podrząd Araphidineae. Stwierdzono też fragmenty frustul o budowie promienistej należących do osobników z rzędu Centrales. Towarzyszą im spory przetrwalnikowe z rodzaju *Chaetoceros* sp. W sekwencjach tych licznie występuje nanoplankton wapienny z licznymi gatunkami pelagicznymi, takimi jak *Calcidiscus premacintyreii*, *C. leptoporus* oraz *C. macintyreii*.

Masowe pojawienie się okrzemek, które ilościowo przeważają nad kokkolitami, nastąpiło później. Na głębokości 115,8 m krzemionkowe frustule okrzemek stanowią główny składnik frakcji aleurytowej osadów, które można określić mianem mułowców okrzemkowych. Zespoły okrzemek są też bardziej zróżnicowane pod względem taksonomicznym niż we wcześniej opisanym poziomie. Cechą charakterystyczną jest liczna reprezentacja rodzaju *Coscinodiscus* – m.in. gatunki *C. doljensis* Pantocsek, *C. oculisiridis* Ehrenberg (tabl. IV: 1, 2) i *C. sarmaticus* Pantocsek – należącego do rzędu Centrales. Jednak najbardziej zróżnicowany taksonomicznie jest rząd Pennales. Wśród jego przedstawicieli zidentyfikowano rodzaje: *Achnanthes* – *A. baldjikii* (Brightwell) i *A. brevipes* Agardh, *Cocconeis* – *C. scutellum* Ehren-

berg, *Grammatophora* – *G. marina* (Lyngbye) Kützing, *G. parallela* Ehrenberg i *G. stricta* var. *fossilis* Grunow, *Cymbella*, *Dimerogramma*, *Diploneis*, *Fragilaria*, *Navicula*, *Nitzschia*, *Synedra*, jak również *Thalassionema nitzschioides* (Grunow). Wśród przedstawicieli rzędu Centrales stwierdzono: *Actinocyclus*, *Craspedodiscus* (tabl. IV: 4), *Paralia sulcata* (Ehrenberg) (tabl. IV: 3), *Rhizosolenia*, *Stephanodiscus* i *Thalassiosira*. Wszystkie wymienione gatunki i rodzaje są znane z morskich osadów sarmatu w basenach Paratetydy Środkowej i Wschodniej. W przeważającej części reprezentują formy charakterystyczne dla strefy litoralnej, bentoniczne lub epifityczne. Znaczenie stratygraficzne może mieć gatunek *Anaulus simplex* Hajós stwierdzony w próbce z głębokości 103,6 m. Tego niewielkich rozmiarów (dłuższa oś wynosi 8–12 µm) przedstawiciela rzędu Centrales opisano po raz pierwszy z morskich osadów sarmatu w basenie panońskim (Hajós, Řeháková, 1974). Jest on uważany za gatunek przewodni dla wczesnego sarmatu (m.in. Temniskova-Topalova, 1982). Listę zidentyfikowanych gatunków okrzemek zamieszczono w apendyksie na końcu artykułu.

Okrzemki z mioceńskich serii osadowych zapadliska przedkarpackiego nie zostały dotychczas szerszej systematycznie opracowane. Pierwsze informacje na ich temat pochodzą z prac Alexandrowicza (1963a, 1969) i dotyczą mioceńskich diatomitów z Górnego Śląska. Z tego samego rejonu, z profili trzech otworów (Gliwice 17, 19 i 21), opisali je Witkowski i Gonera (1997) z zastrzeżeniem, że jest to wstępny komunikat. Skład taksonomiczny zespołów okrzemek w mułowcach okrzemkowych formacji z Machowa w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 różni się w sposób zasadniczy od tych z rejonu Gliwic (*op. cit.*). Przyczyny mogą być zarówno natury środowiskowej, jak i stratygraficznej, chociaż okrzemki występują w podobnym położeniu w stosunku do serii ewaporatowej. W skałach bogatych w okrzemki z profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 nie stwierdzono gatunków *Isthmia nervosa*, Kützing, *Mastogloia splendida* (Gregory), *Stictodiscus parallelus* (Ehrenberg), ani rodzajów takich jak *Triceratium*, *Xanthopyxis* lub *Ardissonea*, które wymieniają w swojej pracy Witkowski i Gonera (1997), natomiast wszystkie gatunki i rodzaje zidentyfikowane w badanych mułowcach okrzemkowych występują w zespołach sarmackich z basenu panońskiego (Hajós, Řeháková, 1974). Ponadto skład taksonomiczny zespołów okrzemek z tych mułowców wykazuje też duże podobieństwo do zespołów tego samego wieku ze stanowiska Baltchik w Bułgarii, reprezentującego jeden z basenów Paratetydy Wschodniej (Temniskova-Topalova, 1982). Zdaniem Temniskovej-Topalovej (1982) to właśnie z obszaru Paratetydy Wschodniej zespoły okrzemek migrowały na zachód do basenów Paratetydy Środkowej wraz z transgresją morską we wczesnym sarmacie.

INTERPRETACJA STRATYGRAFICZNA

Na podstawie składu taksonomicznego zespołów nanoplanktonu wapiennego występujących w badanych sekwencjach osadowych oraz zachodzących w nich zmian wyróżniono dwa standardowe poziomy nanoplanktonowe neogenu (Martini, 1971). W łożach formacji skawińskiej w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 stwierdzono gatunek *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre (fig. 2, tabl. III: 11), któremu towarzyszą m.in. *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller, *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) i dość liczne diskoostry. Zarówno w strefie medyterańskiej, jak i w zapadlisku przedkarpaccim *Sphenolithus heteromorphus* pojawia się w osadach najwyższego dolnego miocenu (górny burdygał – Fornaciari, Rio, 1996; górny karpat – Švábenická, 2002). Górna granica występowania tego gatunku wyznacza granicę poziomów nanoplanktonowych NN5 i NN6. Z powodu braku gatunków charakterystycznych dla najstarszego środkowego miocenu, w szczególności gatunku *Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon o zasięgu stratygraficznym ograniczonym do pogranicza dolnego i środkowego miocenu (poziomy nanoplanktonowe NN3 i NN4), sekwencje stanowiące najwyższą część formacji skawińskiej można zaliczyć do poziomu nanoplanktonowego NN5 *Sphenolithus heteromorphus*. Jednocześnie liczna reprezentacja gatunku *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller wskazuje na górną część tego poziomu (Fornaciari i in., 1996). W basenach Paratetydy Środkowej poziom nanoplanktonowy NN5 jest korelowany z osadami wyższego dolnego i środkowego badenu, z kolei w obszarze śródziemnomorskim obejmuje górny lang i dolny serrawal (m.in. Martini, 1977; Galović, Young, 2012). Przypisuje się mu wiek 13,6–15,5 mln lat (Young, 1999).

Ubogie zespoły nanoplanktonu wapiennego w sekwencjach formacji z Krzyżanowic w omawianym profilu nie zawierają gatunku *Sphenolithus heteromorphus*, dlatego są zaliczane do poziomu nanoplanktonowego NN6 *Discoaster exilis* (m.in. Dudziak, Łaptaś, 1991; D. Peryt, 1997, 1999). Zanik tego gatunku, jak i wielu innych występujących w formacji skawińskiej, mógł być spowodowany drastycznym pogorszeniem się warunków paleoekologicznych, tzw. kryzysem salinarnym w zapadlisku przedkarpaccim. Zatem korelowanie górnej granicy występowania gatunku *Sphenolithus heteromorphus* w strefie medyterańskiej i basenach paratetydzkich może nie być uzasadnione. Gatunkiem, który również po raz ostatni pojawia się w stropie formacji skawińskiej, jest *Cyclicargolithus floridanus*. W basenach Paratetydy Środkowej gatunek ten występuje w osadach reprezentujących poziom nanoplanktonowy NN6 i zanika w pobliżu granicy baden/ sarmat. W badanych profilach nie stwierdzono przedstawicieli tego gatunku w osadach leżących powyżej serii ewaporatowej.

Innym gatunkiem, któremu przypisuje się znaczenie stratygraficzne, jest *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller o zasięgu ograniczonym do poziomów nanoplanktonowych

NN5–NN7 w Paratetydzie Środkowej i NN4–NN9 w Paratetydzie Wschodniej (Galović, Young, 2012). W regionie śródziemnomorskim pojawia się w górnej części poziomu nanoplanktonowego NN5 i jest wykorzystywany jako gatunek wskaźnikowy dla podpoziomu medyterańskiego MNN5b, wyznaczonego na podstawie współwystępowania gatunków *Sphenolithus heteromorphus* i *Helicosphaera walbersdorfensis* (Fornaciari i in., 1996). Podpoziom ten jest korelowany z najwyższą częścią piętra lang. W profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 *Helicosphaera walbersdorfensis* występuje we wszystkich badanych próbkach z formacji skawińskiej, natomiast ostatni raz w profilu pojawia się powyżej mułowców okrzemkowych, na głębokości 90,8 m (fig. 2). W profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 gatunek występuje na głębokości 149,6–170,5 m (fig. 3). Nie wydaje się jednak prawdopodobne, żeby jego zanik można było przyjąć za wyznacznik górnej granicy poziomu nanoplanktonowego NN7, korelowanego w Paratetydzie Środkowej z osadami górnego sarmatu. Przyczyną wyginięcia *Helicosphaera walbersdorfensis* była prawdopodobnie zmiana warunków ekologicznych na mniej korzystne, tolerowane tylko przez wybrane gatunki.

Innym problemem natury stratygraficznej jest wskazanie w badanych profilach granicy pięter badeńskiego i sarmackiego. W basenach Paratetydy Środkowej granica ta jest sytuowana w obrębie standardowego poziomu nanoplanktonowego NN6 i nie wiąże się z nią żadne charakterystyczne wydarzenie (takie jak pojawienie się nowego taksonu lub zanik taksonu), które byłoby możliwe do zidentyfikowania w skali całego regionu. Wyniki szczegółowej analizy zmian składu taksonomicznego zespołów nanoplanktonu oraz częstotliwości występowania poszczególnych gatunków w badanych osadach pozwalają wskazać dwa epizody, które można wiązać ze zjawiskiem transgresji morskiej, czyli dopływem nowych wód niosących, poza nutrietami, także nanoplankton z gatunków rozwijających się w innych basenach (fig. 2, 3). Pierwszym takim epizodem jest pojawienie się liczniejszych i bardziej zróżnicowanych zespołów nanoplanktonu, z wyróżniającą się reprezentacją rodzaju *Calcidiscus*, na głębokości 140,8 m w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1. Wydarzenie to można łączyć z rozwojem transgresji późnobadeńskiej. Tym samym najstarszy poziom występowania okrzemek w tym profilu znajduje się w osadach górnego badenu.

Po krótkim okresie słabszego rozwoju kokkolitowców nastąpił kolejny epizod bujniejszego rozwoju, czemu towarzyszyło pojawienie się nowych gatunków. W próbce z głębokości 119,7 m występują gatunki *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kernerne i *R. procera* Martini, znane z zespołów sarmatu w Burgenlandzie (Müller, 1974). Pojawia się też liczna reprezentacja gatunku *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), który zaczyna dominować w zespole pod względem ilościowym. Wzrost populacji tego gatunku Galović i Young (2012) uważają za cechę charakterystyczną dla sarmackich

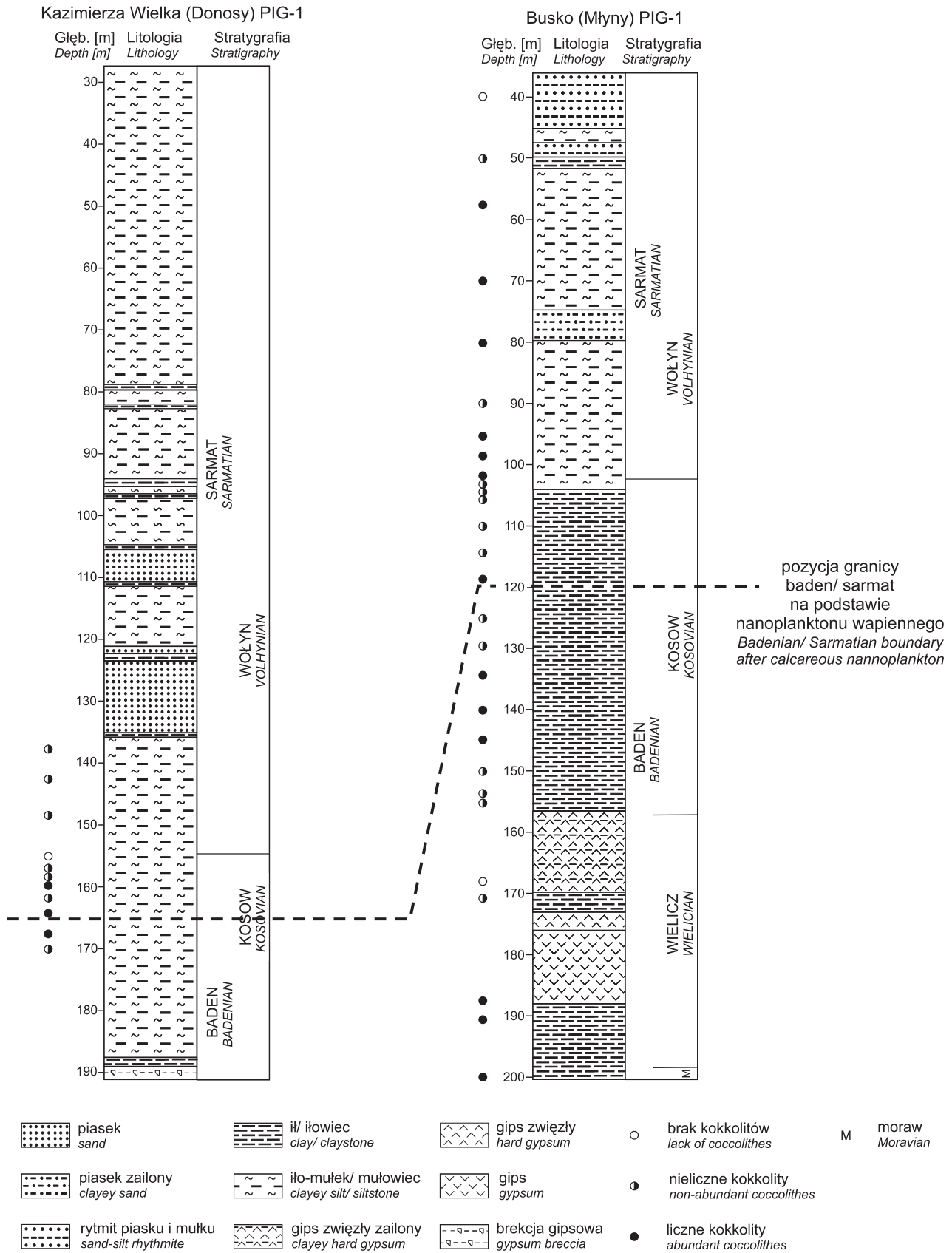


Fig. 4. Granica baden/ sarmat wyznaczona na podstawie nanoplanktonu wapiennego w profilach otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1

Badenian/ Sarmatian boundary in the Busko (Młyny) PIG-1 and Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole sections after calcareous nannoplankton data

zespołów nanoplanktonu w basenach północnej Chorwacji. Zaobserwowali oni także występowanie monogatunkowych zespołów *Reticulofenestra pseudoumbilica* w osadach dolnego sarmatu. Podobne zespoły występują w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 na głębokości 80,6 m. Wymienionym gatunkom towarzyszą *Coronocyclus nitescens*, *Umbilicosphaera rotula* oraz *Discoaster variabilis*. W profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1, przyjmując powyższe kryteria, granicę baden/ sarmat zaproponowano na głębokości 165,0 m. Zmiany w składzie taksonomicznym zespołów wskazują na dopływ nowych mas wody (być może o innych parametrach fizykochemicznych), co sprzyjało rozwojowi określonych gatunków nanoflory oraz zasiedlaniu środowiska przez gatunki niewystępujące wcześniej w basenie zapadliska przedkarpackiego.

Najbardziej wyróżniającym się zdarzeniem, którego zapis znajduje się w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1, jest masowy rozwój zespołów okrzemek. Jak wspomniano wcześniej, ich skład taksonomiczny jest podobny do zespołów sarmackich z innych basenów paratetydzkich, a gatunek *Anaulus simplex* Hajós jest uważany za przewodni dla wczesnego sarmatu w basenach Paratetydy Wschodniej.

INTERPRETACJA PALEOEKOLOGICZNA

Zespoły nanoplanktonu wapiennego występujące w ilach wapnistych formacji skawińskiej są liczne i zróżnicowane pod względem taksonomicznym. Można więc przypuszczać, że osady te były deponowane w warunkach pełnomorskich, w wodach ciepłych, o normalnym zasoleniu, bogatych w nutrieny, którymi w przypadku kokkolitowców są związki azotu i fosforu. Przedstawiciele rodzajów *Discoaster* i *Sphenolithus* zidentyfikowanych w osadach tej formacji uważa się za gatunki ciepłolubne – tropikalne i subtropikalne (Siesser, 1993). Wniosek ten wynika z ich liczego występowania w niskich szerokościach geograficznych, choć mioceńskie gatunki *Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel i *D. variabilis* mogły preferować wody chłodniejsze (Švábenická, 2002). Występowanie w osadach formacji skawińskiej w zapadlisku przedkarpackim gatunków takich jak *Coronosphaera mediterranea* i *Syracosphaera clathrata* znanych z basenów północnej Chorwacji czy *Cycloperfolithus carlae* z basenu wiedeńskiego świadczy o połączeniach między tymi akwenami i kierunkach migracji zespołów organicznych w środkowym badenie.

W czasie sedymentacji osadów formacji z Machowa warunki ekologiczne w basenie kilkakrotnie ulegały zmianom, co znalazło odbicie w liczebności i składzie taksonomicznym zespołów organicznych. Mniejsza liczba gatunków kokkolitowców w porównaniu z osadami środkowego badenu może wskazywać na niższą temperaturę wody u schyłku badenu i we wczesnym sarmacie, ale przyczyny mogły być różnorodne. Wpływ temperatury wody na skład zespołów nanoplanktonu wapiennego, a także preferencje poszczególnych gatunków neogeńskich omówiła Oszczytko-Clowes

W profilu Walbersdorf w basenie Eisenstadt–Sopron, na pograniczu Austrii i Węgier, granicę baden/ sarmat określono bezpośrednio poniżej kompleksu zawierającego warstwy diatomitów (Rögl, Müller, 1976). Jednocześnie autorzy podkreślają, że w profilu tym udokumentowali najwyższą część piętra badeńskiego, odpowiadającą poziomowi otwornicowemu N13 *Velapertina indigena* i poziomowi nanoplanktonowemu NN7 (choć nie stwierdzono w tych osadach gatunku wskaźnikowego *Discoaster kugleri* Martini et Bramlette). Na podstawie składu taksonomicznego zespołu otwornic korelują go m.in. z osadami górnego badenu Polski. Sugerują także dyskordancję granicy baden/ sarmat w basenach paratetydzkich. Dodać należy, że w basenie wiedeńskim diatomity występują też w dolnosarmackich sekwencjach osadowych, odpowiadających poziomowi otwornicowemu *Elphidium reginum* (Harzhauser, Piller, 2004).

Podane argumenty skłoniły autorkę do zaproponowania granicy baden/ sarmat na głębokości 120,0 m w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 (fig. 2) i na głębokości 165,0 m w profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (fig. 3). Korelację serii osadowych w profilach obu badanych otworów przedstawiono na figurze 4.

(Oszczytko-Clowes i in., 2012). Autorka ta przedstawiła jednocześnie statystyczny obraz występowania gatunków ciepło- i zimnolubnych w osadach formacji z Machowa. Wynika z niego, że w późnym badenie i we wczesnym sarmacie następowały zarówno okresy ciepłe, jak i chłodniejsze, jednak z przewagą tych ostatnich.

Jak wspomniano w poprzednim rozdziale, epizody liczniejszego rozwoju zespołów nanoplanktonu i pojawianie się nowych gatunków mogą wskazywać na okresy transgresji morskich w późnym badenie i sarmacie. Natomiast fazy słabszego rozwoju kokkolitowców, wynikające z mniej sprzyjających warunków ekologicznych, mogą odpowiadać m.in. okresem obniżania się poziomu morza i izolacji basenu, z czym wiąże się także wzrost dostawy materiału terygenicznego do zbiornika. Zmiany poziomu morza mogły być spowodowane aktywnością tektoniczną górotworu karpackiego lub globalnymi wahaniami eustatycznymi. Taką interpretację sugeruje zaobserwowana zależność: wyraźny wzrost liczby kokkolitów redeponowanych następuje w tych sekwencjach, w których zespoły mioceńskie są słabiej rozwinięte. Zwiększona dostawa materiału detrytycznego z lądu mogła być przyczyną małej przejrzystości wody, co nie sprzyjało rozwojowi fitoplanktonu. Skład taksonomiczny zespołów kokkolitów występujących na wtórnym złożu, wśród których dominują gatunki późnokredowe (kampan, mastrycht), wskazuje na ich pochodzenie z obszaru platformowego. Kokkolity paleogeńskie są wyłącznie środkowo- i późnoeocieńskie, co również sugeruje transport z północy, a nie od strony Karpat, gdzie bogate w nanoplankton wapienny są także inne ogniwia litostratygraficzne. W stropowych warstwach formacji

z Machowa w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 brak jest nanoplanktonu wapiennego zarówno miocénskiego, jak i redeponowanego ze starszych ogniw litologicznych. Może to wskazywać na znaczne spłycenie północnych obrzeży basenu zapadliska przedkarpackiego w schyłkowym okresie depozycji formacji z Machowa, a nawet na epizod wynurzenia dna basenu i penetracji osadów przez wody słodkie (np. opadowe), co mogło spowodować rozpuszczenie węglanowych składników osadu.

Okrzemki bentoniczne najliczniej rozwijają się w wodach strefy litoralnej o zasoleniu powyżej 30‰, na głębokości poniżej 100 m, w strefach klimatu gorącego i umiarkowanego. Masowy rozwój okrzemek następuje w wyniku dopływu nutrientów, wywołanego np. przez okresowy upwelling litoralny, rzeki lub intensywne deszcze spływające z lądu do basenu osady zawierające związki fosforu, azotu oraz krzemionkę. Masowy rozwój – „zakwit” – okrzemek trwa 2–3 tygodnie, po czym niektóre gatunki tworzą spory przetrwalnikowe. W następnym okresie wzrasta też liczba gatunków tolerujących mniejszą koncentrację nutrientów (Barron, 1993). Ponadto, żeby krzemionkowe frustule mogły zachować się w osadzie i nie uległy rozpuszczeniu w wodzie morskiej, która nie jest nasycona krzemionką, musiały w krótkim czasie

zostać pogrzebane. Stanowi to dodatkowy argument wskazujący na obfitą dostawę materiału detrytycznego do basenu. Masowy rozwój okrzemek z przewagą form bentonicznych, zaobserwowany w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1, może świadczyć o usytuowaniu tego obszaru w pobliżu ujścia większej rzeki w późnym badenie i we wczesnym sarmacie. Pojedyncze frustule okrzemek zachowane w osadach formacji z Machowa w profilu otworu wiertniczego Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 mogły zostać przyniesione przez prądy morskie ze strefy litoralnej. Dowodem na to, że w morzu sarmackim zapadliska przedkarpackiego okrzemki rozwijały się masowo, są wyniki badań geochemicznych rozproszonej substancji organicznej (Kotarba i in., 2005). W iłowcach i mułowcach sarmatu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego stwierdzono obecność silnie rozgałęzionego izoprenoidu C₂₅ o udokumentowanej genezie okrzemkowej. Fakt ten świadczy o masowym rozwoju tej grupy organizmów w basenie sarmackim, chociaż ich krzemionkowe frustule tylko w ograniczonym stopniu zachowują się w stanie kopalnym (1–5% – Barron, 1993). We współczesnych morzach i oceanach okrzemki stanowią najliczniejszą grupę organizmów wśród pierwotnych producentów substancji organicznej.

WNIOSKI

W wyniku analizy zespołów nanoplanktonu wapiennego występujących w profilach otworów badawczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierz Wielka (Donosy) PIG-1 wyróżniono standardowe poziomy nanoplanktonowe środkowego miocenu – NN5 *Sphenolithus heteromorphus* i NN6 *Discoster exilis*. Pierwszy z nich obejmuje górną część formacji skawińskiej, drugi – formację z Krzyżanowic, formację z Machowa i najniższą część formacji z Chmielnika.

W profilu otworu wiertniczego Busko PIG-1 zaproponowano granicę pięter badeńskiego i sarmackiego w dolnej części formacji z Machowa, bezpośrednio poniżej sekwencji zawierających mułowce okrzemkowe. Skład taksonomiczny zespołów okrzemek wykazuje analogie do zespołów wczesnosarmackich z innych basenów Paratetydy Środkowej i Wschodniej. Rozwój obfitych zespołów okrzemkowych powiązano z transgresją sarmacką.

W badanych profilach liczebność i zróżnicowanie taksonomiczne zespołów nanoplanktonu wapiennego charakteryzuje duża zmienność. Obfite i bardziej zróżnicowane zespoły nanoplanktonu oraz mniej liczne, z ograniczoną liczbą gatunków, a nawet zespoły monogatunkowe występują na przemian, a zmiany te powtarzają się kilkakrotnie. Przyczyną takiego zróżnicowania mogła być zmienność parametrów fizykochemicznych wody, w tym temperatury i zasolenia, ilości nutrientów, batymetrii oraz przezroczystości determinowana ilością materiału detrytycznego przynoszo-

nego do zbiornika przez rzeki. Zmiany te mogły być wywołane okresowym otwieraniem i zamykaniem połączeń z innymi basenami Paratetydy, co warunkowała aktywność tektoniczna regionu oraz eustatyczne wahania poziomu mórz i oceanów, które w miocenie były znaczne.

Podziękowania. Dziękuję Andrzejowi Gąsiewiczowi i Grzegorzowi Czapowskiemu za przekazanie próbek z rdzeni z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 do badań nanoplanktonu wapiennego. Leszkowi Giro z Pracowni Mikrosondy Elektronowej Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego dziękuję za wykonanie zdjęć nano- i mikroskamieniałości w mikroskopie skaningowym z dużym zaangażowaniem i starannością. Szczególne podziękowania należą się Grzegorzowi Czapowskiemu za pomoc w przygotowaniu załączników graficznych oraz za cenne uwagi merytoryczne i dyskusje dotyczące sedymentacji miocénskich serii osadowych. Jolancie Paruch-Kulczyckiej i Marcie Oszczytko-Clowes dziękuję za wnikliwe recenzje i cenne uwagi, które korzystnie wpłynęły na ostateczny kształt artykułu.

Opracowanie wykonano na zamówienie ministra środowiska za środki finansowe wypłacone przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej oraz ze środków statutowych PIG-PIB (projekt nr 6.94.0005.00.0).

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S., 1958 — Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 54–81.
- ALEXANDROWICZ S., 1961a — Stratygrafia warstw chodenickich i grabowieckich w Chełmie nad Rabą. *Kwart. Geol.*, **5**, 3: 647–667.
- ALEXANDROWICZ S., 1961b — Stratigraphic position of the Tortonian Evaporites Formation in the southern part of the Upper Silesian Basin. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **9**, 1: 45–51.
- ALEXANDROWICZ S., 1963a — Stratigraphy of the Miocene deposits in the Upper Silesian basin. *Pr. Inst. Geol.*, **39**: 1–147.
- ALEXANDROWICZ S., 1963b — Osady dolnego tortonu w Brzeźowce koło Cieszyna. *Kwart. Geol.*, **7**, 2: 319–336.
- ALEXANDROWICZ S., 1969 — Miocene diatomites in the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **17**, 2: 115–122.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A., OSZCZYPKO N., SAVITSKAYA N., ŚLĄCZKA A., TROFIMOVICH N., 2003 — Correlation of late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **73**: 67–89.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., SAVITSKAYA N., TROFIMOVICH N., 1999 — The age of the Miocene salt deposits in the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **387**: 85–86.
- BACKMAN J., 1978 — Late Miocene–Early Pliocene nanofossil biochronology and biogeography in the Vera Basin, SE Spain. *Acta Univ. Stockholmiensis, Stockholm Contr. Geol.*, **32**, 2: 93–114.
- BÁLDI-BEKE M., NAGYMAROSY A., 1979 — On the position of the Otnangian and Karpatian regional stages in the Tertiary nanoplankton zonation. *W: 7th International Congress on Mediterranean Neogene, Athens. Ann. Géol. Pays Hellén., Hors Sér. Fasc.*, **1**: 51–59.
- BARRON J.A., 1993 — Diatoms. *W: Fossil Prokaryotes and Protists* (red. J.H. Lipps): 155–167. Blackwell Scientific.
- BÓNA J., GÁL M., 1985 — Kalkiges Nanoplanktonim Pannonien Ungarn. *W: Chronostratigraphy und Neostatotypen, Miozän der Zentral Paratethys. Bd. 7. M₆ Pannonien. Slavonien und Serbien* (red. A. Papp i in.): 483–515. Akad. Kiadó, Budapest.
- BOWN P.R., YOUNG J.R., 1999 — Technics. *W: Calcareous nanoplankton biostratigraphy* (red. P.R. Bown): 16–28. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Netherlands.
- CIESZKOWSKI M., GONERA M., OSZCZYPKO N., ŚLĘZAK J., ZUCHIEWICZ W., 1988 — Lithostratigraphy and age of Upper Miocene deposits at Iwkowa, Polish West Carpathians. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **36**, 3/4: 309–329.
- CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A., 2015 — Wykształcenie, stratygrafia i środowiska depozycji utworów pogranicza badenu i sarmatu z SW otoczenia Gór Świętokrzyskich – profile otworów badawczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1. *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **461**: 9–52.
- DUDZIAK J., ŁAPTAŚ A., 1991 — Stratigraphic position of Miocene carbonate-siliciclastic deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains area, Central Poland) based on calcareous nanofossils. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **39**, 1: 55–66.
- DUDZIAK J., ŁUCZKOWSKA E., 1991 — Biostratigraphic correlation of the foraminiferal and calcareous nanoplankton zones, Early–Middle Badenian (Miocene), Southern Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **39**, 3: 199–214.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., NEGRI A., 1996 — Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, **42**, 1: 37–63.
- FORNACIARI E., RIO D., 1996 — Latest Oligocene to early Middle Miocene quantitative calcareous nanofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, **42**, 1: 1–36.
- FUCHS R., STRADNER H., 1977 — Über Nannofossilien im Badenian (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. *Beitr. Paläont. Österr.*, **2**: 1–58.
- GALOVIĆ I., YOUNG J., 2012 — Revised taxonomy and stratigraphy of Middle Miocene calcareous nanofossils of the Paratethys. *Micropaleontology*, **58**, 4: 305–334.
- GARECKA M., OLSZEWSKA B., 1997 — O stratygrafii jednostki stebnickiej w Polsce. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 793–798.
- GARECKA M., OLSZEWSKA B., 2011 — Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nanoplankton. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **81**: 309–330.
- GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B., WÓJCIK A., 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów miocenijskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, **44**, 5: 495–501.
- GARLICKI A., 1968 — Autochtoniczna seria solna miocenu Podkarpacia między Skawiną i Tarnowem. *Biul. Inst. Geol.*, **215**: 5–77.
- GAŹDZICKA E., 1994 — Nanoplankton stratigraphy in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). *Geol. Quart.*, **38**, 3: 553–570.
- GAŚIEWICZ A., 2015 — Cechy geochemiczne utworów pogranicza badenu i sarmatu w otworach wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 z obrzeżenia zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **461**: 61–78.
- GEITZENAUER K.R., HUDDLESTON P., 1972 — Un Upper Pliocene–Pleistocene calcareous nanoplankton flora from a subantarctic Pacific deep-sea core. *Micropaleontology*, **18**, 3: 405–409.
- HAJÓS M., ŘEHÁKOVÁ Z., 1974 — Fossile diatomeen des Sarmats s. str. Aus der Tschechoslowakei und Ungarn. *W: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. 4. M₅ Sarmatien* (red. A. Papp i in.): 546–597. Slov. akad. vied, Geol. ústav.
- HAQB.U., HARDENBOL J., VAIL P., 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. *W: Sea level changes: an integrated approach* (red. C.K. Wilgus i in.). *SEPM Spec. Publ.*, **42**: 71–108.
- HARZHAUSER M., PILLER W., 2004 — Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. *Stratigraphy*, **1**, 1: 65–86.
- JASIONOWSKI M., 1996 — Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: niezwykle joint-venture. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1044–1048.
- JERKOVIĆ L., 1970 — Noelaerhabdus nov. gen. type d'une nouvelle familia de Coccolithophorides fossils: Noelaerhabdaceae du miocène de Yugoslavie. *Micropal. C. R. Acad. Sci. Paris*, **270**, Ser. D: 468–470.
- KOTARBA M.J., WIĘCŁAW D., KOSAKOWSKI P., KOWALSKI A., 2005 — Potencjał węglowodorowy skał macierzystych i geneza gazu ziemnego akumulowanego w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego w strefie Rzeszowa. *Prz. Geol.*, **53**, 1: 67–76.

- KRZYWIEC P., WYSOCKA A., OSZCZYPKO N., MASTALERZ K., PAPIERNIK B., WRÓBEL G., OSZCZYPKO-CLOWES M., ALEKSANDROWSKI P., MADEJ K., KIJEW-SKA S., 2008 — Evolution of the Miocene deposits of the Carpathian Foredeep in the vicinity of Rzeszów (the Sokołów–Smolarzyny 3D seismic survey area). *Prz. Geol.*, **56**, 3: 232–244.
- LEHOTAYOVÁ R., 1982 — Miocene nannoplankton zones in West Carpathians. *Zapadne Karpaty, Sér. Paleont.*, **8**: 91–110.
- LEHOTAYOVÁ R., MOLČIKOVÁ V., 1978 — Die nannofossilien des Badenien. Das Nannoplankton in der Tschechoslowakei. *W: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys*. Bd. 6. M₄ Badenian (red. A. Papp i in.): 481–486. Slov. akad. vied, Geol. ústav.
- ŁUCZKOWSKA E., 1958 — Mikrofauna mioceńska przedgórze Karpat. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 105–125.
- ŁUCZKOWSKA E., 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, **20**: 7–72.
- MARTINI E., 1971 — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *W: Proceedings of the Second Planktonic Conference Roma 1970*. Vol. 2: 739–785. Edizioni Tecnoscienza, Roma.
- MARTINI E., 1977 — Calcareous nannoplankton from the Korytnica Basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Geol. Pol.*, **27**, 2: 125–133.
- MĂRUNȚEANU M., 1992 — Distribution of the Miocene calcareous nannofossils in the Intra- and Extra-Carpathian areas of Romania. *W: Nannoplankton research. Vol. 2. Tertiary biostratigraphy and paleoecology. Quaternary coccoliths. Proceedings of the 4th INA Conference* (red. B. Hamršmid, J. YOUNG). *Knihovnička ZPN*, **14b**, 2: 247–261.
- MĂRUNȚEANU M., 1999 — Litho- and biostratigraphy (calcareous nannoplankton) of the Miocene deposits from the Outer Moldavides. *Geol. Carpathica*, **50**, 4: 313–325.
- MOLČIKOVÁ V., 1974 — Nannoplankton of the Karpatian and of variegated Neogene beds in the Carpathian foredeep. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, **49**: 83–88.
- MOLČIKOVÁ V., 1978 — Calcareous nannoplankton in the Karpatian deposits of the Carpathian Foredeep, Moravia. *Geol. Pr., Spr.*, **70**: 143–157.
- MOLČIKOVÁ V., 1983 — The Karpatian and Lower Badenian calcareous nannoflora of the Carpathian Foredeep in Moravia. *Miscell. Micropalaeont., Knihovnička ZPN*, **4**, 1: 283–304.
- MÜLLER C., 1974 — Nannoplankton aus dem Mittel-Miozän von Walbersdorf (Burgenland). *Senckenberg. Lethaea*, **55**, 1/5: 389–405.
- NAGYMAROSY A., 1985 — A correlation of the Badenian in Hungary based on nannofloras. *Ann. Univ. Sci. Budapest, Geol.*, **25**: 33–86.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., ŚLUPCZYŃSKI K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **82**: 3–65.
- OSZCZYPKO N., 1998 — The Western Carpathian Foredeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpathica*, **49**, 6: 415–431.
- OSZCZYPKO N., 2001 — Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Prz. Geol.*, **49**, 8: 717–723.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., LELEK D., OSZCZYPKO N., 2012 — Sarmatian paleoecological environment of the Machów Formation based on the quantitative nannofossil analysis – a case study from the Sokołów area (Polish Carpathian Foredeep). *Geol. Carpathica*, **63**, 4: 267–294.
- OSZCZYPKO-CLOWES M., OSZCZYPKO N., WÓJCIK A., 2009 — New data on the Late Badenian–Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. *Geol. Quart.*, **53**, 3: 273–292.
- PARUCH-KULCZYCKA J., 2015 — Biostratygrafia osadów miocenu z otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 na podstawie otwornic (północna część zapadliska przedkarpackiego). *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **461**: 115–132.
- PERCH-NIELSEN K., 1985a — Mesozoic calcareous nannofossils. *W: Plankton stratigraphy* (red. H.M. Bolli): 329–426 Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- PERCH-NIELSEN K., 1985b — Cenozoic calcareous nannofossils. *W: Plankton stratigraphy* (red. H.M. Bolli): 427–553. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- PERYT D., 1987 — Middle Miocene calcareous nannoplankton stratigraphy of the Roztocze Region (SE Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **35**, 4: 391–401.
- PERYT D., 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **45**, 2–4: 119–131.
- PERYT D., 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **387**: 158–161.
- PERYT D., PERYT T.M., 2015 — Zmiany środowiskowe poprzedzające sedimentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie Rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego). *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **461**: 133–152.
- PERYT T.M., JASIONOWSKI M., KAROLI S., PETRICHENKO O.I., POBEREGSKI A.W., TURCHINOV I.I., 1998 — Correlation and sedimentary history of the Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep (Ukraine, Poland and Czech Republic). *Prz. Geol.*, **46**, 8/2: 729–732.
- RÖGL F., MÜLLER C., 1976 — Das Mittelmiozän und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **80**: 221–232.
- SIESSER W., 1993 — Calcareous nannoplankton. *W: Fossil Prokaryotes and Protists* (red. J.H. Lipps): 169–201. Blackwell Scientific.
- STRADNER H., FUCHS R., 1978 — Das Nannoplankton in Österreich. *W: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys*. Bd. 6. M₄ Badenian (red. A. Papp i in.): 489–498. Slov. akad. vied, Geol. ústav.
- STUDENCKA B., 2015 — Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – stratygrafia i taksonomia. *Biul. Państw. Insty. Geol.*, **461**: 95–114.
- ŠVÁBENICKÁ L., 2002 — Calcareous nannofossils of the Upper Karpatian and Lower Badenian deposits in the Carpathian Foredeep, Moravia (Czech Republic). *Geol. Carpathica*, **53**, 3: 197–210.
- TEMNISKOVA-TOPALOVA D., 1982 — Sarmatian diatoms from the western parts of the Eastern Paratethys, Baltchik, North-Eastern Bulgaria. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **25**, 1/2: 65–84.
- WITKOWSKI A., GONERA M., 1997 — Miocene diatom flora from Central Paratethys (Carpathian Foredeep, Upper Silesia) – preliminary results. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **45**, 2–4: 181–190.
- YOUNG J.R., 1999 — Neogene. *W: Calcareous nannoplankton biostratigraphy* (red. P.R. Bown): 225–266. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, Netherlands.

SUMMARY

Calcareous nannofossil assemblages within the Miocene sedimentary series in the northern part of the Carpathian Foredeep were studied for stratigraphic purposes. Material was sampled in two exploratory boreholes: (1) nearly 200-metres long section of the Busko (Młyn) PIG-1, and (2) 40-metres long section of the Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (Fig. 1). The sections comprise four lithostratigraphic units. The oldest, the Skawina Formation, consists mostly of clays and marly clays. It occurs below evaporitic series developed as gypsum layers with clastic intercalations, distinguished as the Krzyżanowice Formation. They are overlain by huge monotonous series of clays with thin layers of silt and fine-grained sand, named the Machów Formation. Miocene sedimentation in this region was finished by grey quartz sands with red algal and mollusk debris, known as the Chmielnik Formation. The lithostratigraphic terminology used in this paper follows the scheme of Czapowski and Gąsiewicz (2015). In addition to calcareous nannofossils, rich diatom assemblages found in the Busko (Młyn) PIG-1 borehole section were analysed due to their stratigraphic and palaeo-environmental significance.

Busko (Młyn) PIG-1 borehole section. The uppermost part of the Skawina Formation contains abundant and well-preserved calcareous nanoplankton assemblages. The taxonomic diversity of assemblages is also high if compared with the younger sedimentary series (Fig. 2). Among the most abundant species are: *Helicosphaera carteri* (Wallich) (Plate II: 2), *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller (Plate II: 5) and *Coccolithus pelagicus* (Wallich). They are accompanied by quite numerous: *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis (Plate I: 3), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Pontosphaera multipora* (Kamptner) (Plate II: 9–12) and *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) (Plate III: 8). Also genus *Discoaster* produces its greatest representation. The following species are observed: *Discoaster exilis* Martini et Bramlette (Plate III: 1), *D. formosus* Martini et Worsley (Plate III: 2), *D. musicus* Stradner, *D. stellulus* Gartner (Plate III: 3), *D. subsurculus* Gartner and *D. variabilis* Martini et Bramlette (Plate III: 5, 6). All the samples from the Skawina Formation contain the marker species of *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre (Plate III: 11). SEM investigations of selected samples revealed some small nannofossil species that had not been earlier mentioned in Miocene assemblages from the Carpathian Foredeep Basin. They include *Coronosphaera mediterranea* (Lohman), *Syracosphaera clathrata* Roth et Hay (Plate II: 7, 8) and *Calciosolenia brasiliensis* (Lohmann). The Badenian species *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priewalder (Plate I: 4–6) known from the Vienna Basin was also recognized in the material. In the uppermost part of the Skawina Formation, the amount of coccoliths reworked from Cretaceous and Palaeogene series increases distinctly.

Clay intercalations in the Krzyżanowice Formation yield poor and weakly diversified calcareous nanoplankton as-

semblages. In the lower part of this formation, *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra minuta* Roth and *R. haqii* Backman were observed (Fig. 2). Except *C. pelagicus*, the other species are represented in small numbers. In the upper part of the evaporitic series, they diversity of nannofossil assemblages is still smaller. The overlying Machów Formation reveals a revival of Coccolithophores after a salinary and biotic crisis in the Late Badenian. In the Busko (Młyn) PIG-1 borehole, there is an increase in the number of nannofossil taxa. The lower part, despite some species that resisted less favourable conditions, contains: *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller, *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) (Plate I: 10, 11) and *Sphenolithus abies* Deflandre (Plate III: 10). A more distinct change is observed at a depth of 140.8 m where the genus *Calcidiscus*, represented by *C. leptoporus* (Murray et Blackman), *C. macintyreii* (Bukry et Bramlette) and *C. premacintyreii* (Theodoridis), has its great representation (Fig. 2). Together with *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *C. miopelagicus* Bukry, *Rhabdosphaera sicca* (Stradner) and *Umbilicosphaera jafari* Müller, they prevail over the other species. Diatom frustules were also found in greater number at this depth, but in the next part of the section (depth 125.0–136.0 m), the content of Miocene coccoliths is low with a simultaneous increase in the number of reworked species. The nanoplankton assemblages consist of rather nearshore species, like *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Helicosphaera carteri* (Wallich), *H. walbersdorfensis* Müller and *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud).

The next change in diversity and abundance of calcareous nanoplankton assemblages is observed at a depth of 119.7 m. Together with great representation of *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) (Plate I: 11), *Coronocyclus nitescens* (Kamptner) (Plate I: 10), *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette (Plate III: 4), *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kernerne (Plate III: 7), *R. procera* Martini (Plate III: 9) and *Umbilicosphaera rotula* (Kamptner) appear – species that have not been found in the lower part of the section. However, in this part of the section, the most spectacular is mass development of diatom flora. Their siliceous frustules prevail over coccoliths in microscopic slides. They are accompanied by siliceous cysts of Chrysophyta – *Archaeomonas sphaerica* Deflandre and *Carnegie* sp., ebyrdian skeletons – *Ebriopsis valida* Deflandre, and siliceous nannospicules (Plate IV: 7), as well as calcareous foraminifer shells. Representatives of different genera were identified among them, for example: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Rotalipora* and *Bolivina* (Plate IV: 5, 6).

Above the uppermost diatomaceous siltstone layer, the nanoplankton assemblages become poor and less diversified. They are limited to few species, mostly *Reticulofenestra*

pseudoumbilica (Gartner) and *R. minutula/haqii* (smaller). At a depth of 80.6 m, a monospecific thanatocoenose of *R. pseudoumbilica* is observed. About 20 metres above this layer, the nanoplankton assemblages become more diversified, with *Coccolithus miopelagicus* Bukry, *Helicosphaera carteri* (Wallich), *Umbilicosphaera jafari* Müller and *U. rotula* (Kamptner) (see Fig. 2). It was a relatively short time of coccolithophore population development because the uppermost sequences of the Machów Formation are completely barren. Sand deposits of the Chmielnik Formation yield poor nanofossil assemblages that comprise only long-lasting species: *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra haqii* and *R. pseudoumbilica* as well as nannoforaminifers.

Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole section.

Clay deposits of the Machów Formation in the Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole contain similar nanofossil assemblages, as previously described. Additionally, they reveal the same pattern of development with alternately following sequences with poor and abundant nanoplankton assemblages. A remarkable difference between them is lack of diatomaceous siltstone layers. In the lower part of the section, coccoliths are numerous and well preserved (Fig. 3). A horizon with a great number of coccosphaeres, less abundant diatom frustules and nannoforaminifers is observed at a depth of 170.5 m. The nanoplankton assemblages are dominated by *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) and *R. gelida* (Geitzenauer). Among less abundant species are *Coccolithus miopelagicus*, *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, *Sphenolithus abies* and *Umbilicosphaera jafari*. From a depth of 163.5 m some taxonomic and quantitative changes in nanofossil assemblages are observed. *Helicosphaera walbersdorfensis* has greater representation than *Coccolithus carteri*, and rhabdosphaerids (like *Rhabdosphaera sicca* and *R. procera*) appear in significant amounts. Moreover, this is the second horizon of abundant and well-preserved coccospheres with coexisting calcareous dinoflagellate cysts of the genus *Thoracosphaera* (see Fig. 3). In the upper part of the section, intervals of scarcity and abundance of coccoliths occur alternately. However, diversity of assemblages is rather low. Redeposition of Cretaceous and Palaeogene nanofossils varies and increases in the uppermost layers of the section.

Diatoms. In the Busko (Młynny) PIG-1 borehole a 20-metres thick interval of diatomaceous siltstone occurs within the Machów Formation. The first identified horizon of numerous frustules appears at a depth of 140.8 m. They represent both types of symmetry – orders Centrales and Pennales. Elongate frustules without raphe, identified as *Grammatophora stricta* var. *fossilis* Grunow and *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) are the most popular ones. Resistant spores of the genus *Chaetoceros* sp. were also found in this layer. The most spectacular, however, are diatomaceous siltstones from the depth interval 98.8–115.8 m, which contain rich and diversified diatom flora. Abundant large frustules of the genus *Coscinodiscus* (Plate IV: 1, 2) were distinguishable in

the samples, but representatives of the order Pennales dominate in respect of taxonomic diversity. The genera *Achnanthes*, *Cocconeis*, *Grammatophora*, *Cymbella*, *Dimerogramma*, *Diploneis*, *Fragilaria*, *Navicula*, *Nitzschia*, *Synedra* and *Thalassionema* have been identified among them (see appendix for full list). They are considered marine and mostly meroplanktic taxa characteristic for the littoral zone. The occurrence of *Anaulus simplex* Hajós may be of stratigraphical significance pointing to the Early Sarmatian age of deposits (Temniskova-Topalova, 1982).

Stratigraphic interpretation. Taxonomic composition of calcareous nanoplankton assemblages and their distribution in both sections enabled to distinguish two standard nanoplankton zones of Martini's (1971) scheme. The uppermost sequences of the Skawina Formation in the Busko (Młynny) PIG-1 borehole are included in the NN5 *Sphenolithus heteromorphus* Zone. The occurrence of marker species *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre accompanied by numerous representation of *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller point out to the upper part of the NN5 zone (Fornaciari *et al.*, 1996). In the Central Paratethys, zone NN5 is correlated with the Lower (uppermost part) and Middle Badenian, while in the Mediterranean, it corresponds to the Upper Langhian and Lower Serravalian (Martini, 1977; Galović, Young, 2012). The contrasting low content of coccoliths in the sedimentary series of the Krzyżanowice Formation was a consequence of radical environmental change in the Late Badenian. The last occurrence of *Sphenolithus heteromorphus* allows to indicate the zonal boundary and to include these series into the NN6 *Discoaster exilis* Zone. In the overlying Machów Formation, no evidence of upper nanoplankton zones was found, thus the same zone NN6 is attributed. However, the presence of alternating nanofossil-rich and poor or barren intervals suggests two phases of marine transgression. The appearance of new nanofossil taxa in the assemblages together with new groups of organisms (*e.g.* diatoms) points out to an opening of the basin and influx of new water mass.

In the Busko (Młynny) PIG-1 borehole the first enrichment and differentiation of nanoplankton assemblages is observed at a depth of 140.8 m. A reason for this event is interpreted as caused by the Late Badenian transgression (Fig. 2). The second one, at a depth of 119.7 m is related to the appearance of new taxa, such as *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kernerne and *Rhabdosphaera procera* Martini, as well as predominance of *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) that replaced nearshore species *Coccolithus pelagicus*. These small rhabdosphaerids are known from Lower Sarmatian deposits in Burgenland (Müller, 1974). A growth of *Reticulofenestra pseudoumbilica* population is considered as a characteristic feature of Lower Sarmatian nanoplankton assemblages in the Central Paratethys (Galović, Young, 2012). The taxonomic change in nanofossil assemblages preceded a mass development of diatom flora that reveals similarity with the Sarmatian assemblages from the Pannonian Basin (Hajós, Řeháková, 1974), as well as from the Baltchik section in Bulgaria in the Eastern Paratethys

(Temniskova-Topalova, 1982). Concluding, in the Busko (Młyny) PIG-1 borehole, the Badenian/ Sarmatian boundary is suggested below the sequences with diatomaceous siltstone layers at a depth of 120.0 m. In the Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 borehole section, that represents a deeper part of the sedimentary basin, diatomaceous siltstone layers have not been found (Fig. 3). Correlation between these two sections is not clear, however the Badenian/ Sarmatian boundary is proposed at a depth of 165.0 m because of the similarity of nanoplankton assemblages (Fig. 4).

Palaeoecological conclusions. Numerous and diversified nanoplankton assemblages in the uppermost sequences of the Skawina Formation suggest open marine conditions and rather warm water rich in nitrates and phosphates. The presence of species such as *Cycloperfolithus carlae* Lehota-

yová et Priewalder, *Coronosphaera mediterranea* (Lohman) and *Syracosphaera clathrata* Roth et Hay known in the Central Paratethys province, points to a marine connection of the Carpathian Foredeep basin with the Vienna and North Croatian basins in the Middle Badenian. The Machów Formation was deposited under variable conditions depending on climatic and sea level changes as well as on opening or breaking of the connection with other Paratethyan basins. Mass development of diversified diatom floras in the Early Sarmatian in the Busko area was possible due to a marine water influx from the Eastern Paratethys. Additionally, proximity of a river mouth might cause an increase in water fertility that influenced growth of diatom floras and rapid burial of siliceous frustules.

Apendyks

OKRZEMKI ZIDENTYFIKOWANE W PROFILU OTWORU WIERTNICZEGO BUSKO (MŁYNY) PIG-1

Rząd Centrales

Actinocyclus cf. *ehrenbergi* Ralfs
Actinocyclus sp.
Anaulus simplex Hajós
Chaetoceros sp.
Coscinodiscus doljensis Pantocsek
Coscinodiscus oculis-iridis Ehrenberg
Coscinodiscus sarmaticus Pantocsek
Coscinodiscus sp.
Melosira sp.
Paralia cf. *sulcata* (Ehrenberg)
Rhizosolenia sp.
Stephanodiscus minutus Pantocsek
Thalassiosira decipiens (Grunow)
Thalassionema nitzschioides (Grunow)
Thalassiosira sp.

Rząd Pennales

Achnantes brevipes Agardh
Campylodiscus sp.
Cocconeis quarnerensis (Grunow)
Cocconeis scutellum Ehrenberg
Denticula punctata Schrader

Denticula sp.
Dimerogramma sp.
Diploneis didyma Ehrenberg
Diploneis smithi (Brébisson) Cleve
Fragilaria bituminosa var. *curta* Pantocsek
Fragilaria sp.
Grammatophora angulosa Ehrenberg
Grammatophora insignis Grunow
Grammatophora marina (Lyngbye) Kützing
Grammatophora parallela Ehrenberg
Grammatophora stricta Ehrenberg
Grammatophora sp.
Navicula forcipata Greville
Navicula hennedyi W. Smith
Navicula yarrensii Grunow
Paralia sulcata (Ehrenberg)
Synedra sp.

Inne

Archaeomonas sphaerica Deflandre
Carnegia sp.
Ebriopsis valida Deflandre

TABLICA I

Nannoplankton wapienny badenu i sarmatu z profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Badenian and Sarmatian calcareous nannofossils from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole section

Fig. 1, 2. *Coccolithus pelagicus* (Wallich)

Fig. 3. *Calcidiscus premacintyreii* Theodoridis

Fig. 4–6. *Cycloperfolithus carlae* Lehotayová et Priewalder

Fig. 7. *Calcidiscus leptoporus* (Murray et Blackman)

Fig. 8. *Calcidiscus macintyreii* (Bukry et Bramlette)

Fig. 9. *Umbilicosphaera jafari* Müller

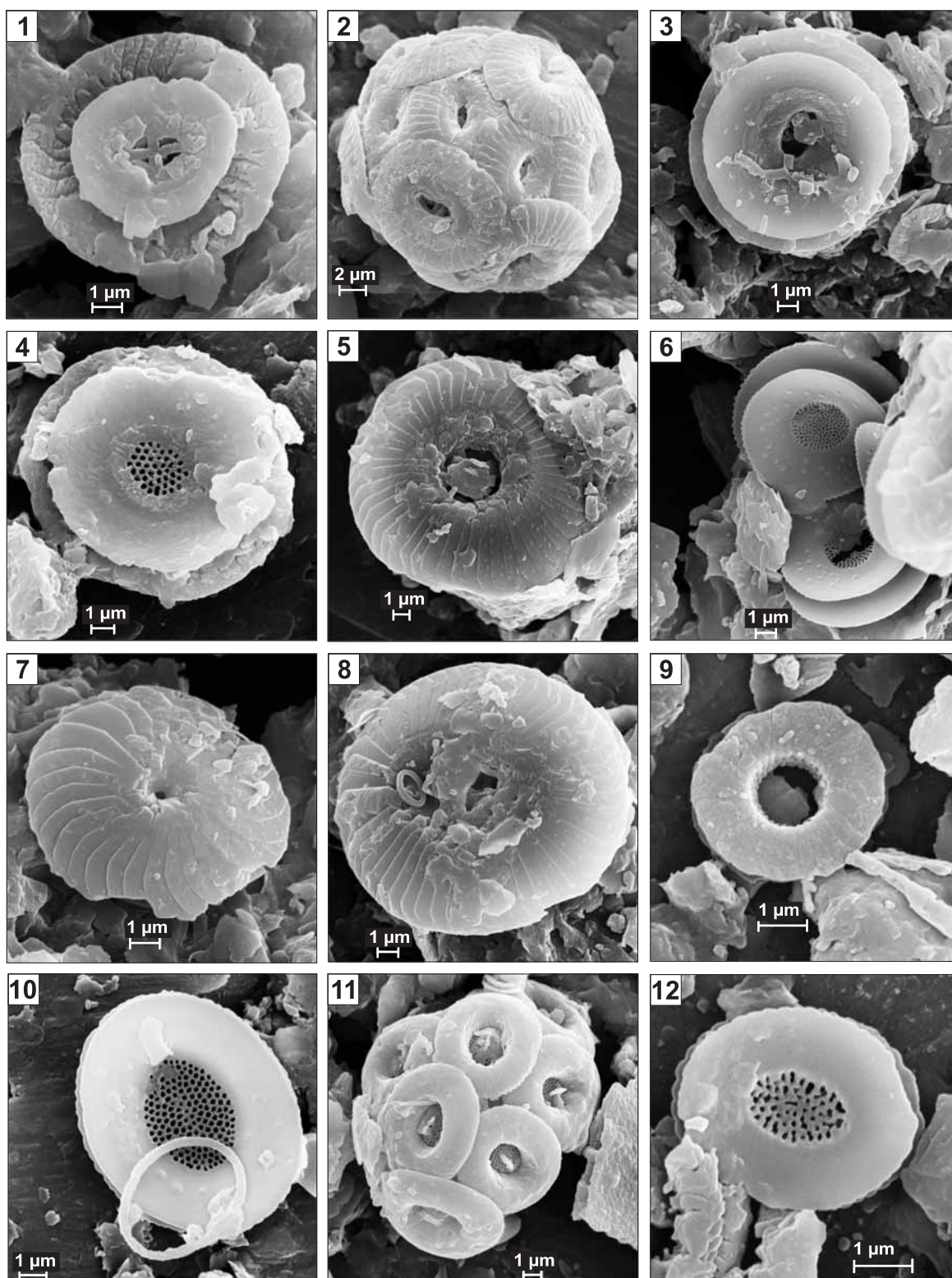
Fig. 10. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), *Coronocyclus nitescens* (Kamptner)

Fig. 11. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner)

Fig. 12. *Reticulofenestra minutula* (Gartner)

1, 2, 11 – głębokość 119,7 m, formacja z Machowa, dolny sarmat; 3–6, 9 – głębokość 200,0 m, formacja skawińska, środkowy baden; 7, 8 – głębokość 140,8 m, formacja z Machowa, górny baden; 10, 12 – głębokość 98,8 m, formacja z Machowa, dolny sarmat

1, 2, 11 – depth 119.7 m, Machów Formation, Lower Sarmatian; 3–6, 9 – depth 200.0 m, Skawina Formation, Middle Badenian; 7, 8 – depth 140.8 m, Machów Formation, Upper Badenian; 10, 12 – depth 98.8 m, Machów Formation, Lower Sarmatian



Elżbieta Gaździcka — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego)

TABLICA II

Nanoplankton wapienny badenu i sarmatu z profili otworów wiertniczych Busko (Młyny) PIG-1 (1, 2, 4–12) i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (3)

Badenian and Sarmatian calcareous nanofossils from the Busko (Młyny) PIG-1 (1, 2, 4–12) and Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 (3) boreholes sections

Fig. 1–3. *Helicosphaera carteri* (Wallich)

Fig. 4, 5. *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller

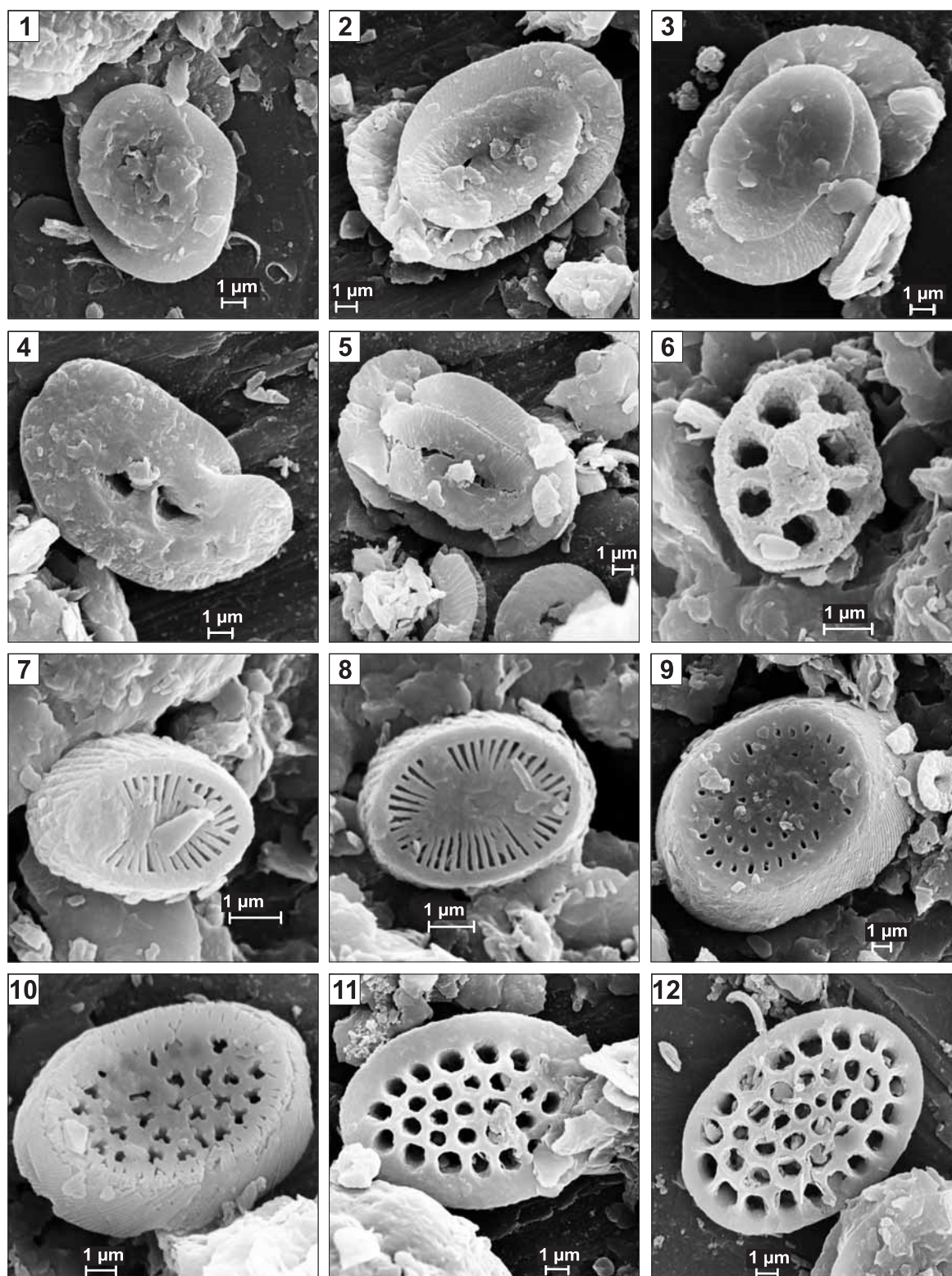
Fig. 6. *Syracolithus schilleri* (Kamptner)

Fig. 7, 8. *Syracosphaera clathrata* Roth et Hay

Fig. 9–12. *Pontosphaera multipora* (Kamptner)

1 – głębokość 119,7 m, formacja z Machowa, dolny sarmat; 2, 4, 5, 9, 11, 12 – głębokość 188,5 m, formacja skawińska, środkowy baden;
3 – głębokość 170,5 m, Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1, formacja z Machowa, dolny sarmat; 6–8, 10 – głębokość 200,0 m, formacja skawińska, środkowy baden

1 – depth 119.7 m, Machów Formation, Lower Sarmatian; 2, 4, 5, 9, 11, 12 – depth 188.5 m, Skawina Formation, Middle Badenian;
3 – depth 170.5 m, Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1, Machów Formation, Lower Sarmatian; 6–8, 10 – depth 200.0 m, Skawina Formation, Middle Badenian



Elżbieta Gaździcka — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego)

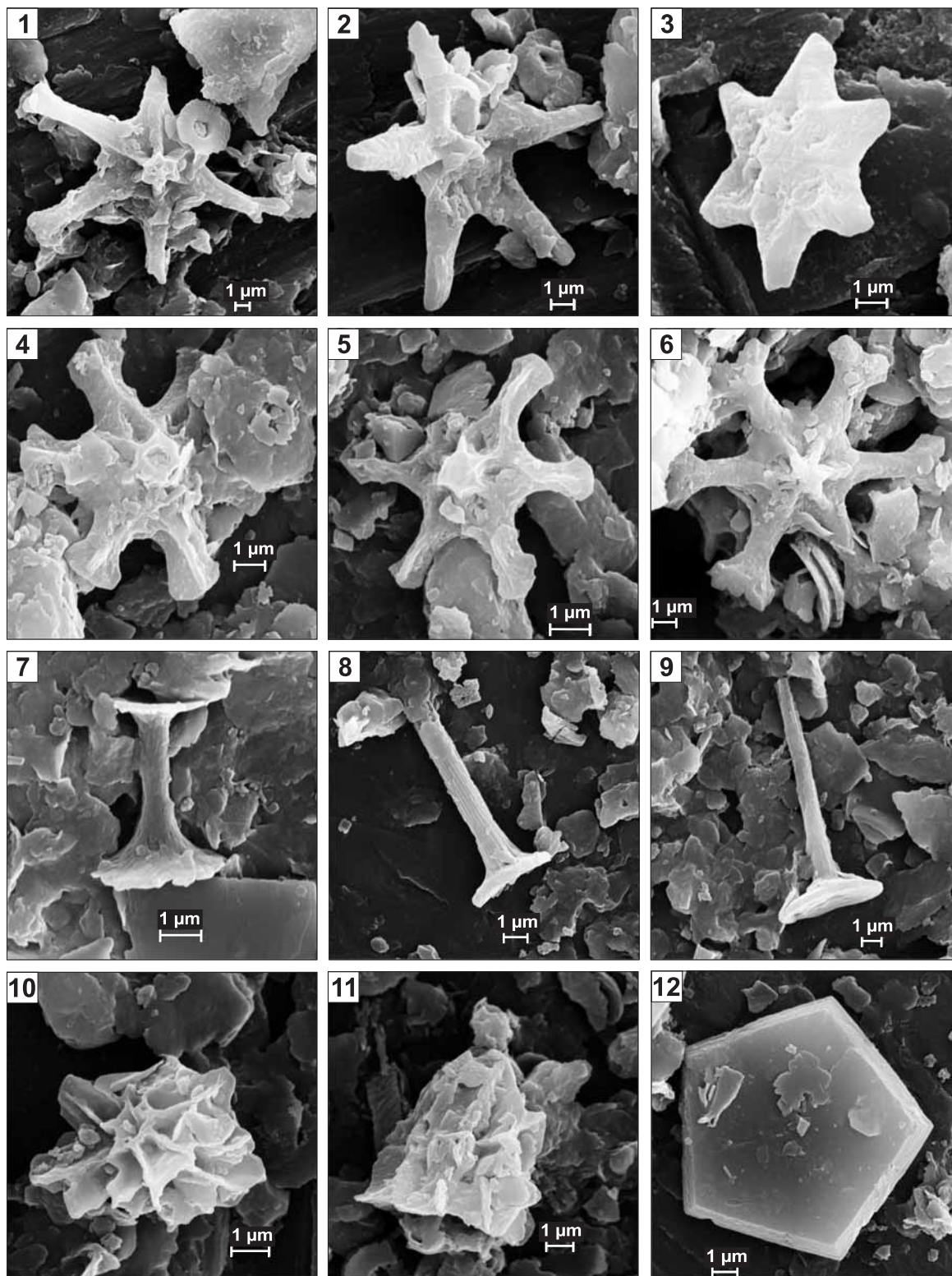
TABLICA III

Nanoplankton wapienny badenu i sarmatu z profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Badenian and Sarmatian calcareous nannofossils from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole section

- Fig. 1. *Discoaster exilis* Martini et Bramlette
Fig. 2. *Discoaster formosus* Martini et Worsley
Fig. 3. *Discoaster stellulus* Gartner
Fig. 4–6. *Discoaster variabilis* Martini et Bramlette
Fig. 7. *Rhabdosphaera poculi* Bóna et Kerneke
Fig. 8. *Rhabdosphaera sicca* (Stradner)
Fig. 9. *Rhabdosphaera procera* Martini
Fig. 10. *Sphenolithus abies* Deflandre
Fig. 11. *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre
Fig. 12. *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud)

1–3, 5 – głębokość 188,5 m, formacja skawińska, środkowy baden; 4, 7 – głębokość 119,7 m, formacja z Machowa, dolny sarmat; 6, 8, 10, 11 – głębokość 200,0 m, formacja skawińska, środkowy baden; 9, 12 – głębokość 103,8 m, formacja z Machowa, dolny sarmat
1–3, 5 – depth 188.5 m, Skawina Formation, Middle Badenian; 4, 7 – depth 119.7 m, Machów Formation, Lower Sarmatian; 6, 8, 10, 11 – depth 200.0 m, Skawina Formation, Middle Badenian; 9, 12 – depth 103.8 m, Machów Formation, Lower Sarmatian



Elżbieta Gaździcka — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego)

TABLICA IV

Mikroskamieniałości sarmackie z formacji z Machowa – profil otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Sarmatian microfossils from the Machów Formation – the Busko (Młyny) PIG-1 borehole section

Fig. 1–4. Okrzemki: 1, 2 – *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehrenberg, głębokość 98,8 m; 3 – *Paralia* sp. (?), 4 – *Craspedodiscus* sp., głębokość 115,8 m

Diatoms: 1, 2 – *Coscinodiscus oculus-iridis* Ehrenberg, depth 98.8 m; 3 – *Paralia* sp. (?), 4 – *Craspedodiscus* sp., depth 115.8 m

Fig. 5, 6. Otwornice, głębokość 103,8 m

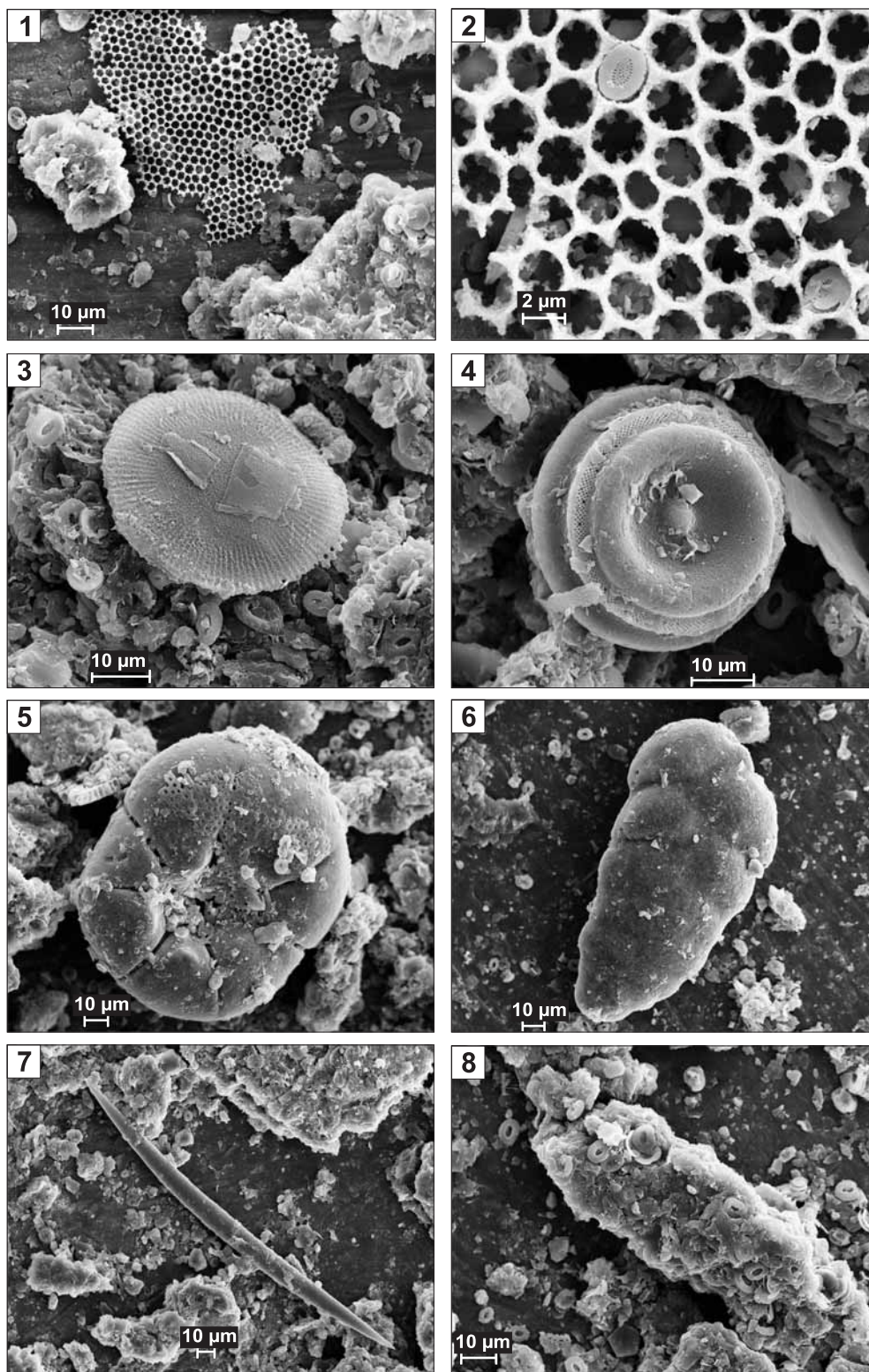
Foraminifers, depth 103.8 m

Fig. 7. Nanospikula typu *Oxea*, głębokość 115,8 m

Nannospicule, *Oxea* type, depth 115.8 m

Fig. 8. Pelet zbudowany z kokkolitów – koprolit widłonoga, głębokość 103,8 m

Fecal pelet built of coccoliths (Copepoda?), depth 103.8 m



Elżbieta Gaździcka — Nanoplankton wapienny i okrzemki środkowego miocenu w rejonie Buska i Kazimierzy Wielkiej (północna część zapadliska przedkarpackiego)