

Józef DUDZIAK

STRATYGRAFIA OSADÓW GÓRNOKREDOWYCH
I PALEOGEŃSKICH
PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO I JEGO OBRZEŻENIA
NA PODSTAWIE NANNOPLANKTONU WAPIENNEGO

(Pl. I-VI)

*Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits of the
Pieniny Klippen Belt and its surrounding based on calcareous
nannoplankton*

(Pl. I-VI)

Józef Dudziak: Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits of the Pieniny Klippen Belt and its surrounding based on calcareous nannoplankton. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae 55-1/2: 251-271, 1985 Kraków.

Abstract: The present paper summarizes the results of investigation of calcareous nannoplankton from strongly tectonised sediments. The nannofoms are bad preserved mainly due to thick secondary calcite overgrowths. In Paleogene deposits of the Magura flysch biostratigraphic units lower in rank than biozone has been defined.

Key words: nannoplankton stratigraphy, biozone, Upper Cretaceous, Paleogene, Pieniny Klippen Belt, "Peri-Klippen (Myjava) Zone", Magura nappe, Carpathians.

Józef Dudziak: Instytut Nauk Geologicznych PAN, Pracownia Tektoniki, ul. Senacka 3, 31-002, Kraków, Poland.

manuscript received: Mai, 1982

accepted: January, 1983

Treść: Omówiono przydatność biostratygraficzną zespołów nannoplanktonu z osadów silnie zaburzonych tektonicznie. Nannoflora jest skąpa i źle zachowana głównie z powodu grubych nagromadzeń kalcytu na powierzchniach kokkolitów. We fliszu magurskim wydzielono biohoryzonty o zasięgu czasowym mniejszym od przyjmowanych poziomów kokkolitowych dla paleogenu.

WSTĘP

Badania przydatności nannoplanktonu wapiennego do korelacji stratygraficznej utworów kredy i trzeciorzędu wykonywano dotychczas na podstawie materiału dobrze zachowanego, pochodzącego zwykle z osadów w niewielkim stopniu zaburzonych tektonicznie. Wyniki tych oznaczeń pozwoliły m. in. na ustalenie zasięgów

kokkolitów przewodnich i podział stratygraficzny kredy na podstawie nannoplanktonu (m. in. Bukry, 1974; Thierstein, 1976; Sissingh, 1977). W podobny sposób zostały rozpoziomowane osady trzeciorzędu; najpełniejszy podział kenozoiku na biohoryzonty na podstawie pojawienia się lub zaniku kolejnych gatunków kokkolitów przewodnich przedstawił Martini (1970, 1971).

Nannoplankton wapienny z osadów, które znalazły się w zasięgu silnej działalności tektonicznej jest mniej znany. W latach 1977–1981 autor prowadził badania przydatności stratygraficznej kokkolitów z utworów o znacznym stopniu deformacji, które w Polsce występują m. in. w pienińskim pasie skałkowym i jego najbliższym otoczeniu (Birkenmajer, 1965). Przedmiotem opracowań był nannoplankton: a) z margli górnokredowych (Dudziak, 1979, 1981) odsłoniętych w profilach Czerwonej Skały i Lorencowych Skałek (jednostka czorsztyńska, formacja margli z Jaworek, ogniwo margli z Pustelni, Birkenmajer, 1977); b) z litologicznie zróżnicowanych utworów pogranicza mastrychtu i paleogenu w „strefie przyskałkowej”, odsłoniętych w korycie Białego Dunajca w Szaflarach (Dudziak, 1980); c) z graniczącego od północy z pienińskim pasem skałkowym fliszu magurskiego, który dostarczył mikroskamieniałości o bardzo zróżnicowanym stanie zachowania (Birkenmajer, Dudziak, 1981). Wymienione powyżej serie skalne reprezentują przedział czasowy od początku kredy górnej po górną część eocenu dolnego.

STAN ZACHOWANIA KOKKOLITÓW W OMAWIANYCH OSADACH

Zawartość mikroskamieniałości jest niewielka; w poszczególnych próbkach, przy powiększeniu $500\times$, wynosi w starszej części profilu 1 okaz na 5–10 pól obserwacyjnych, największa jest w osadach kampanu, gdzie osiąga kilkadziesiąt egzemplarzy na 1 pole obserwacyjne. Tylko drobny procent obserwowanych kokkolitów jest oznaczalny. Formy pojawiające się częściej należą wyłącznie do gatunków długowiecznych, takich jak np. *Watznaueria barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968. Trudności w rozpoznawaniu okazów powoduje przede wszystkim obecność na powierzchni kokkolitów nagromadzeń kalcytu, któremu zwykle towarzyszą minerały iłowe, rzadziej brunatne wodorotlenki żelaza. Te wtórne zmiany powodują, że w mikroskopie świetlnym zamiast mikroskamieniałości obserwuje się w niektórych przypadkach tylko jednolite płytki kalcytowe o zarysie zbliżonym do owalnego lub kolistego. Jedynym szczegółem jaki można obserwować na tego typu okazach (także przy powiększeniu $1250\times$), jest granica między polem centralnym a obwódką, zaznaczona głównie zmianą odcienia barwy. Liczba segmentów tworzących część marginalną i plan budowy pola centralnego są nierozpoznawalne. Kontur zewnętrzny może być odkształcony mechanicznie lub zdeformowany na skutek korozji.

Proces wtórnego osadzania kalcytu na nannoplanktonie jest w osadach wieku kredowego bardziej zaawansowany, niż to można obserwować na przykładach z licznych dotychczasowych publikacji; nie chodzi tu bowiem tylko o cienką warstwę drobnego pyłu, pokrywającego powierzchnię okazów, który można dostrzec na wielu fotografiach wykonanych w mikroskopie elektronowym. Potwierdziły

to obserwacje okazów z górnokredowych osadów pienińskiego pasa skałkowego przeprowadzone przy pomocy SEM. Występuje na nich zwarta warstewka drobnych kryształków kalcytu, która całkowicie zakrywa zarys elementów składowych i linie suturowe kokkolitów. Gruźelki i blaszki CaCO_3 osadzają się w sposób nierównomierny również na zewnętrznej krawędzi poszczególnych form, powodując zmiany ich bocznych konturów. Dlatego w SEM, w podobnym przypadku, najłatwiej rozpoznawalne są rodzaje o charakterystycznym zarysie w rzucie poziomym (*Tetralithus*, *Micula*, *Braarudosphaera*, *Marthasterites*). Przy wykorzystaniu techniki elektronowej określenie przynależności rodzajowej plakolitów i dyskolitów nie było możliwe na skutek inkrustacji, bowiem poza elipsopodobnym konturem nie rozpoznano innych cech budowy, takich jak np. liczba, układ i kształt elementów składowych pierścieni, wielkość pola centralnego i rodzaj zawartych w nim struktur. Węglan wapnia wtórnie osadzony na powierzchni kokkolitów wykazuje oznaki późniejszej korozji; zachowały się także ślady kilku kolejnych stadiów inkrustacji oraz rozpuszczania węglanu wapnia (pl. I, fig. 1–8; pl. II, fig. 1–4).

Tak więc przy badaniach zespołów kokkolitów źle zachowanych, korzystniejsze rezultaty można uzyskać w mikroskopie świetlnym. Decydują o tym głównie dwa czynniki: a) powierzchnia preparatu do badań skaningowych jest około $5 \times$ mniejsza niż w preparacie do mikroskopu świetlnego, przy praktycznie nieograniczonej liczbie tych ostatnich preparatów; b) obecność dodatkowego kryterium rozpoznawczego jakim jest obraz przy skrzyżowanych nikołach.

Należy dodać, że w kredzie górnej pienińskiego pasa skałkowego obok egzemplarzy w różnym stopniu zmienionych obecne są także bardzo rzadkie kokkolity o doskonałym stanie zachowania. Zostały zachowane przed wtórnymi zmianami prawdopodobnie dzięki ograniczonej osłonie (Honjo, 1976), która uległa zniszczeniu być może dopiero w czasie przygotowywania preparatu.

STRATYGRAFIA

1. Profil Czerwonej Skały koło Dursztyna – ogniwo margli z Pustelni, Birkenmajer (1977); (pl. III, fig. 1–10).

Na plan pierwszy ze względu na swoją liczebność wysuwa się *Watznaueria barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, rozpoznawalna przede wszystkim dzięki charakterystycznemu obrazowi przy nikołach skrzyżowanych, obecna w całej długości profilu. W najstarszej jego części (1 – liczby w nawiasach oznaczają kolejne numery próbek) stwierdzono m. in. obecność *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952 oraz *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Obydwie wymienione formy pojawiają się według Thiersteina (1976) pod koniec albu; zasięg alb–mastrycht podaje Smith (1981). Pierwsza obecność *E. turriseiffeli* jest według niektórych autorów (Roth, Thierstein, 1972; Roth 1973; Thierstein, 1976; Sissingh, 1977) równoznaczna z początkiem nowego poziomu nannoplanktonu w górnym albie. W dalszym odcinku profilu dołącza do wymienionych m.in. *Tranolithus exiguus* Stover, 1966 = *T. orionatus* (Reinhardt, 1968). Stover (1966) obserwował pierwsze *T. orionatus* na granicy alb/ceno-

man, inni autorzy np. Thierstein (1976) już w połowie albu. Wobec braku taksonów młodszych, wiek próbek 1,2 mieści się więc w przedziale czasowym: koniec albu – cenoman. Ponieważ jednak miejsce ich pobrania znajduje się w bliskim sąsiedztwie margli wieku turońskiego, próbki 1, 2 zaliczono do cenomanu.

W omawianej części profilu na wzmiankę zasługuje ponadto obecność licznych form o charakterystycznym konturze w rzucie poziomym, opisanych przez Forchheimer (1968) z cenomanu wiercenia Höllviken I w południowo-zachodniej Szwecji. Należą do nich (nazewnictwo wg Forchheimer, *l.c.*) *Cyclococcolithus* cf. *rotula* (Kamptner 1948) oraz *Discolithus* cf. *bistriatus* Kamptner, 1963. Pozostałe taksony rozpoznawalne w obydwu próbkach jak np. *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966 = *Lithastrinus floralis* Stradner, 1962, (Smith, 1981) nie mają w omawianym materiale przydatności stratygraficznej.

W dalszym odcinku profilu utrzymuje się część gatunków tworzących poprzedni zespół: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952, *Eiffelolithus turriseiffeli* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965 oraz formy gwiazdkowate z rodzaju *Lithastrinus*. Dołączają do nich m.in. *Eiffelolithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968 i *Kamptnerius magnificus* Deflandre, 1959. Pierwszy z nich jest znany m.in. z turoonu północnych Niemiec (Hoffmann, 1972); Smith (1981) podaje jego obecność w górnym turoonie formacji Eagle Ford i Austin w Teksasie. Według Thiersteina (1976) *K. magnificus* pojawia się w różnych punktach kuli ziemskiej nierównocześnie; w Wielkiej Brytanii i w Polsce został on stwierdzony w środkowej części turoonu (Thierstein *op. cit.*). Obecność obydwu form, tj. *E. eximius* i *K. magnificus*, przy równoczesnym braku młodszych taksonów przewodnich, pozwoliła określić wiek próbki nr 3 jako górny turoon. Kolejna próbka (4) okazała się jedną z najmniej zasobnych w mikroskamieniałości i nie zawierała żadnych form przydatnych do celów stratygraficznych. Jej podobieństwo do próbki nr 3 sprowadza się do obecności takich wspólnych form, jak *Cricolithus multiradiatus* (Kamptner, 1963) oraz stosunkowo licznych egzemplarzy o pokroju gwiazdkowatym, należących do rodzaju *Lithastrinus*. Według Sissingha (1977) dolną granicę turoonu wyznaczają pierwsze okazy *Tetralithus pyramidus* Gardet, 1955; wśród materiału pochodzącego z Czerwonej Skały takson ten jest jednak rzadki i został stwierdzony dopiero w zespole reprezentującym koniak.

Bardzo nieliczny nannoplankton obserwowano również w kolejnym odcinku profilu geologicznego (5), gdzie jednak obecne są pierwsze trójramienne asterolity z rodzaju *Marthasterites* o konturze w znacznym stopniu zmienionym na skutek wtórnie osadzonego węgla wapnia. Należą one do *Marthasterites furcatus* (Deflandre, 1951) Deflandre, 1959, ważnego gatunku przewodniego, występującego według Rotha (1973) oraz Sissingha (1977) począwszy od połowy koniak, a według Thiersteina (1976) już na granicy turoon/koniak. Wcześniejszą obecność *M. furcatus* oraz form pokrewnych (*Marthasterites simplex* Bukry, 1969) tj. z górnego turoonu podaje Smith (1981). Dolny zasięg *M. furcatus* przyjęto za Thiersteinem (1976), który opierał się na materiale pochodzącym z wielu punktów w tym także z Europy; przy braku młodszych taksonów przewodnich, wiek próbki nr 5 określono jako koniak.

W kolejnej części profilu (6–12) występują tylko nieliczne egzemplarze oznaczalnych i przydatnych dla celów stratygraficznych kokkolitów. Są to głównie formy bardziej długowieczne jak np. *Watznaueria barnesae*, *Eiffellithus turriseiffeli* lub o budowie rozet (rodzaj *Lithastrinus*). Ponadto zasługuje na wzmiankę *Rhabdolithus intermedius* Stover, 1966 – według Stovera o zasięgu wiekowym turon–kampan oraz *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963 – według Thiersteina (1976) o zasięgu turon–mastrycht. Brak form przewodnich charakterystycznych dla kolejnego piętra tzn. santonu, przy równoczesnej obecności *Marthasterites furcatus* (Deflandre, 1951) Deflandre, 1959, przesądził o zaliczeniu próbek 6–12 do koniaku. Jedyne egzemplarz *Tetralithus obscurus* Deflandre, 1959 dostrzeżony w próbce nr 7, uznano za całkowicie przypadkowy w tym miejscu, gdyż poszukiwania tego taksonu w kolejnych próbkach (8–12) nie dały rezultatu.

Tetralithus obscurus Deflandre, 1959 jest uważany przez Thiersteina (1976) za najlepszą formę przewodnią wyznaczającą granicę między koniakiem a santonem. W omawianym profilu takson ten pojawia się po raz pierwszy w ponad 10 egzemplarzach w próbce nr 13. Poza nim rozpoznano tam tylko najbardziej pospolite w Czerwonej Skale gatunki, do których należą: *Watznaueria barnesae*, *Cribrosphaerella ehrenbergi*, *Eiffellithus turriseiffeli*, *Lithastrinus floralis*, *Eiffellithus eximius*, *Marthasterites furcatus* oraz opisane w 1966 roku przez Stovera: *Rhabdolithus intermedius* Stover; *Discolithus incohatus* Stover = *Predicosphaera spinosa* (Bramlette et Martini, 1964) Gartner, 1968; *Discolithus disgregatus* Stover = *Chiastozygus disgregatus* (Stover) Bukry, 1969, ostatnio zaliczony przez Smitha (1981) do gatunku *Eiffellithus trabeculatus* (Górka, 1957) Reinhardt et Górka, 1967; *Discolithus cryptochondrus* Stover = *Reinhardites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968. Zespół podobny, a nawet wzbogacony, lecz o formy nie mające znaczenia stratygraficznego dla omawianego odcinka profilu, zawierają próbki nr 14 i 15; w pierwszej z nich brak taksonu *T. obscurus*. Wszystkie trzy próbki (13–15) zaliczono do santonu.

Nieliczne kokkolity rozpoznane w kolejnym odcinku profilu (16) nie pozwalają na jednoznaczne określenie przynależności wiekowej. Są to: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952; *Eiffellithus* sp.; *Marthasterites furcatus crassus* Deflandre, 1959; *Predicosphaera spinosa* (Bramlette et Martini, 1964) Gartner, 1968; *Marthasterites furcatus* (Deflandre, 1951) Deflandre, 1959; *Marthasterites inconspicuus* Deflandre, 1959. Wiek próbki nr 16 pozostawiono nierozstrzygnięty. W kolejnym punkcie badań (17) najmłodszym stwierdzonym gatunkiem jest *Tetralithus obscurus* Deflandre, 1959, wskazujący na santon. Końcowy odcinek profilu zawiera takson przewodni *Tetralithus gothicus* Deflandre, 1959, co wskazuje na przynależność stratygraficzną pięciu ostatnich próbek do kampanu. Chodzi tu o odmianę o krótkich ramionach, analogiczną do reprodukowanej przez Reinhardta (1971), o zasięgu obejmującym cały kampan. *T. gothicus* występuje także w odmianie o wydłużonych i cienkich promieniach, odpowiadającej postaci reprodukowanej przez Stradnera (1963), a która jako *Tetralithus nitidus* Martini, 1961 jest przewodnia dla górnego kampanu (Sissingh, 1977). Egzemplarze o cienkich promieniach łatwo ulegają uszkodzeniu, toteż w materiale pochodzącym z

Tabela – Table 1

Porównanie wieku osadów ogniwa margli z Pustelni w profilu Czerwonej Skały na podstawie otwornic i nannoplanktonu

Age correlation of the Upper Cretaceous Pustelnia Marl Member, Czerwona Skała section, as based on Foraminifera and calcareous nannoplankton

Nr próbki Sample No.	Otwornice Foraminifera (Jednorowska, 1979)	Nannoplankton wapienny Calcareous nannoplankton (Dudziak, 1979)
1	górný cenoman (Upper Cenomanian)	cenoman (Cenomanian)
2	przejsie do turonu doln. (Uppermost Cenom. (Turonian))	
3	najw. turon lub koniak (Uppermost Turonian or Coniacian)	górný turon (Upper Turonian)
4		
5		
6		
7	santon (Santonian)	koniak (Coniacian)
8		
9		
10	koniak/santon (Coniacian/Santonian)	santonian (Santonian)
11		
12		
13		
14		
15	kampan (Campanian)	?
16		
17	koniak/santon (Coniacian/Santonian)	santon (Santonian)
18		kampan (Campanian)
19	dln. kampan (L. Campanian)	kampan (Campanian)
20		
21	grn. kampan (U. Campanian)	grn. kampan (U. Campanian)
22		

twardych margli Czerwonej Skały znajdowano tylko okazy częściowe, lub nawet izolowane promienie. Ich obecność (21–22) pozwoliła na wyróżnienie górnego kampanu. Należy dodać, że z centralnej części USA podano dla *T. gothicus* znacznie szerszy zasięg czasowy: Gartner (1968) – koniak; Trexler (1967) – cenoman i turon. Na obszarze Europy tak wczesna obecność omawianego taksonu nie była sygnalizowana.

Poza *T. gothicus* w najwyższej części profilu liczny jest *M. inconspicuus*. Do form poprzednio z Czerwonej Skały nie wymienionych należą: *Zycolithus litterarius* (Górka, 1957) Reinhardt, 1967; *Discolithus venatus* Stover, 1966; *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959 oraz *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959. Nazwę tego taksonu przyjmuje się dla określenia jednego z poziomów kokkoli-towych w mastrychcie (Perch-Nielsen, 1972; Sissingh, 1977), jednakże zasięg czasowy tego gatunku obejmuje według Reinhardta (1970) kampan–mastrycht, a w niektórych formacjach Teksasu forma *A. cymbiformis* została stwierdzona już w turonie (Smith, 1981).

W nowszych podziałach stratygraficznych opartych na nannoplanktonie (m. in.

Sissingh, 1977) w kampanie wyróżnia się kilka poziomów na podstawie kolejnego pojawiania się lub zaniku przewodnich kokkolitów. W omawianym profilu, wobec złego stanu zachowania mikroskamieniałości, można w tym piętrze wykazać tylko obecność jego dolnej i górnej części. Osady Czerwonej Skały zostały rozpoziomowane na podstawie fauny otwornicowej (Jednorowska, 1979). Pomiedzy ustaleniami Jednorowskiej (identyczna numeracja próbek) a wynikami opartymi na nannoplanktonie występują różnice, które uwidoczono w tabeli 1. Ich przyczyną, obok złego stanu zachowania kokkolitów, może być także redepozycja.

2. **Profil Lorencowych Skałek** – ogniwo margli z Pustelni, Birkenmajer (1977); (pl. I, fig. 1–8; pl. II, fig. 1–7).

Określenie przynależności stratygraficznej margli z Lorencowych Skałek nastęrcza większe trudności. W początkowej części profilu (1) dokładniej ustalony zasięg stratygraficzny mają tylko dwa taksony: *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952 i *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965. Zasięg ten to schyłek albu – mastrycht (Thierstein, 1976). Najliczniejsze są formy gwiazdkowate, ostatnio zaliczane do gatunku *Lithastrinus floralis* Stradner, 1962 (Smith, 1981) o zasięgu wiekowym apt – kampan. Oprócz nich rozpoznano *Coccolithus bidentatus* Forchheimer, 1968 oraz taksony opisane przez Stovera: *Coccolithites ficula* Stover, 1966, *Cyclolithus gronosus* Stover, 1966 = *Cricolithus ? pemmatoidens* Deflandre, 1965 = *Manivitella pemmatoidea* (Manivit, 1965) Thierstein, 1971; *Rhabdolithus intermedius* Stover, 1966. Przy braku innych kryteriów, za podstawę określenia przynależności stratygraficznej próbki nr 1 przyjąłem obecność formy *R. intermedius*, która według Stovera (1966) pojawia się po raz pierwszy w turonie. Kolejny odcinek profilu (2) nie zawiera taksonów o dokładniej znanych zasięgach czasowych, potwierdzonych w nowszych pracach.

W próbce nr 3 są obecne: *Marthasterites furcatus crassus* Deflandre, 1959 (wg Thiersteina, 1971 – spotykany w santonie wschodniej Szwajcarii) i *Tetralithus obscurus* Deflandre, 1959. Ponieważ ostatnio wymieniony takson jest w całym zespole najmłodszym gatunkiem przewodnim, kolejną część profilu (3, 4) zaliczono do santonu. W dalszej części przekroju geologicznego (5, 6) są obecne obok siebie m. in. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952, *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965, *Tetralithus obscurus* Deflandre 1959, *Tetralithus ovalis* Stradner, 1963, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959, *Tetralithus pyramidus* Gardet, 1955, *Kamptnerius magnificus* Deflandre, 1959, *Marthasterites furcatus* (Deflandre, 1951) Deflandre, 1959 oraz *Tetralithus gothicus* Deflandre, 1959; ten ostatni był podstawą zaliczenia próbek nr 5 i 6 do kampanu. W końcowej części przekroju geologicznego (7, 8) występują formy nie należące do omawianego tu ogniwa stratygraficznego. W mikroskopie świetlnym obserwowano tetrality, u których cztery prostokątne elementy składowe były tak ułożone, że szerszy bok każdego z tych elementów graniczył z węższym. Ich budowa odpowiadała więc pokrojowi okazów przedstawionych przez Martiniego (1961, tabl. 4, fig. 42). Wśród tetralitów tego rodzaju budową charakteryzuje się tylko *Tetralithus murus* Martini 1961. Obserwowane formy różniły się od reprodukowanych przez Thiersteina (1976, pl. V, 34, 35). Te ostatnie – według Thiersteina *Micula*

Tabela – Table 2

Porównanie wieku osadów ogniwa margli z Pustelni w profilu Lorencowych Skałek na podstawie otwornic i nannoplanktonu

Age correlation of the Upper Cretaceous Pustelnia Marl Member, Lorencowe Skałki section, as based on Foraminifera and calcareous nannoplankton

Nr próbki Sample No.	Otwornice Foraminifera (Jednorowska, 1979)	Nannoplankton wapienny Calcareous nannoplankton (Dudziak, 1979)
1	turon (Turonian)	turon (Turonian)
2 } 3 } 4 }	koniak-santon (Coniacian-Santonian)	? santon (Santonian)
5 } 6 } 7 } 8 }	santon-kampan (Santonian-Campanian) ? koniak (Coniacian)	} kampan (Campanian) ? ?

mura (Martini, 1961) Bukry, 1973, różnią się od holotypu zaokrąglonymi zakończeniami wszystkich elementów składowych oraz ich wygięciem; u egzemplarzy opisanych przez Martiniego (1961) przebieg ramion jest prosty. Zasięg tej formy jest ograniczony do górnego mastrychtu (Martini, Worsley, 1970, Perch-Nielsen 1972, Thierstein 1976, Sissingh 1977), natomiast z kampanem i mastrychtem związany jest inny obecny tam tetralit *T. gothicus*.

Z dotychczasowych badań (Birkenmajer, 1977) wiadomo, że sedymentacja utworów, do których należą Lorencowe Skałki, zakończyła się w kampanie. Jednocześnie w bliskim sąsiedztwie brak utworów górnego mastrychtu – współczesna kontaminacja nie może więc wchodzić w rachubę. Omawiana seria skalna jest w bardzo znacznym stopniu zaburzona tektonicznie. W sieci drobnych szczelin i spękań powstałych na skutek fałdowań odbywało się niewątpliwie krążenie wody, a wraz z nim przemieszczanie bardzo drobno skruszonego materiału, w tym także nannoplanktonu. Ten pył skalny został następnie na drodze procesów diagenetycznych włączony w skałę. Nie może tu chodzić o proces współczesny w znaczeniu geologicznym. Nie wiadomo jednak, które z mikroskamieniałości zawartych w tej części przekroju (7, 8) są rezultatem kontaminacji, oznaczenie wieku osadu nie było więc możliwe. Dla tych samych punktów, z których pochodzą próbki badane na nannoplankton, Jednorowska (1979) dokonała oznaczeń otwornic, co stwarza możliwości porównań. Znaki zapytania w tabeli 2 przy próbkach nr 7 i 8 nie poddają w wątpliwość wieku określonego na podstawie otwornic, mają natomiast podkreślić niemożliwość oznaczenia przynależności stratygraficznej próbek na podstawie nannoplanktonu w tym tak bardzo zdyslokowanym osadzie.

3. Profil mastrychtu i paleocenu w Szaflarach – „strefa przyskałkowa”, Alexandrowicz i Birkenmajer (1978); (pl. III, fig. 11–15; pl. IV, fig. 1–12).

Utwory odsłonięte w korycie Dunajca w Szaflarach znajdowały się również

w zasięgu bardzo silnych oddziaływań tektonicznych. W omawianym profilu zostały wyróżnione dwa zasadnicze człony stratygraficzne: mastrycht i paleocen (Alexandrowicz i Birkenmajer, 1978; Jednorowska, 1980). Analizowano rozmieszczenie kokkolitów w 14 punktach tego przekroju geologicznego. W jego południowej części (próbki 56–63) stwierdzono obecność ogółem 27 taksonów, reprezentujących głównie starsze poziomy kredy górnej; należą do nich m. in.: *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre, 1954) Reinhardt, 1965, *Cribrosphaerella numerosa* (Górka) Reinhardt et Górka 1967 = *C. ehrenbergi* (Archangelsky, 1912) Deflandre, 1952, *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, *Micula staurophora* (Gardet, 1965) Stradner, 1963, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, 1959, *Tetralithus pyramidus* Gardet, 1955, *Lucianorhabdus cayeuxi* Deflandre, 1959, *Watznaueria angustoralis* Reinhardt, 1964 = *W. barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968. Liczne są także formy z rodzaju *Lithastrinus*. Dwa gatunki są charakterystyczne dla mastrychtu: *Lithrapidites quadratus* Bramlette et Martini, 1964 (próbka 60), pojawiający się po raz pierwszy w mastrychcie środkowym (Čepek et Hay, 1969; Roth, 1973; Thierstein 1976); *Tetralithus* cf. *murus* Martini, 1961 (próbki 61, 62). Obserwowane okazy *T. murus* różnią się od typowych przedstawicieli gatunku tym, że krawędzie poszczególnych elementów składowych wystają tylko nieznacznie poza krawędź elementów sąsiednich. *T. murus* reprezentuje górną lub nawet najwyższą część omawianego piętra (Martini, Worsley, 1970; Perch-Nielsen, 1972; Thierstein, 1976). Jeden takson, tzn. *Eiffellithus bochotnicae* (Górka) Reinhardt et Górka, 1967 = *Vekshinella bochotnicae* (Górka) Verbeek, 1977 (próbki 56, 57, 59) znany jest na obszarze Polski tylko z mastrychtu.

W próbkach 58 i 63 najmłodszymi oznaczonymi formami są opisywane z kampanu Europy środkowej *Tetralithus gothicus* Deflandre, 1959 i *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959. O przynależności tych próbek do mastrychtu można wnosić tylko na podstawie ogólnego podobieństwa do składu gatunkowego innych próbek z tego odcinka profilu. Granica między mastrychtem i paleocenem (próbki 63/64) jest wyraźnie zaznaczona: w składzie nannoplanktonu następuje niemal zupełna zmiana. Taką zmianę na granicy mezozoiku i kenozoiku wykazali po raz pierwszy Bramlette i Martini (1964), później zmiana ta była kilka razy potwierdzana m. in. przez Perch-Nilsen (1968, 1969) i przez Gaździcką (1978) – w ostatnim przypadku z najwyższej kredy i paleocenu Wyżyny Lubelskiej.

Północny odcinek profilu zawiera nannoplankton liczny, jednak źle zachowany i w znacznym stopniu wymieszany. W osadzie wieku paleogeńskiego występują licznie formy znane dotychczas głównie z eocenu. Formy te są obecne niekiedy w wielkich ilościach w formacji fliszu podhalańskiego (Dudziak, 1983), z którym bezpośrednio graniczy omawiany profil. Jeżeli nastąpiła tu kontaminacja gatunkami eoceniowymi, to nie może chodzić o zjawisko współczesne w znaczeniu geologicznym, bowiem wszystkie kokkolity stanowią integralną część skały. Duża ich część to formy nie mające znaczenia przy określaniu poziomów nannoplanktonu jak np. *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877), *Coccolithus bisulcus* Stradner, 1963, *Chiasmolithus consuetus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster ornatus* Stradner, 1958, *Discoaster salisburgensis* Stradner, 1961.

Do form znanych z młodszych poziomów paleogenu należą: *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, 1963, *Coccolithus coenurus* Reinhardt, 1966, *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon, 1967, *Coccolithus pseudogammation* Bouché, 1962. Formy o znaczeniu przewodnim są nieliczne. W próbce 64 graniczącej bezpośrednio z margłami mastrychtu stwierdzono obecność *Heliolithus* cf. *kleinpelli*, różniącego się od holotypu nieco większą liczbą promieniście ułożonych lametek. *H. kleinpelli* jest przewodni dla środkowej części paleocenu środkowego (według Martiniego, 1971 – poziom NP-6). Podobnie jak w innych punktach tej części profilu towarzyszą mu głównie formy z rodzajów *Coccolithus* i *Cyclococcolithus*. W kolejnym odcinku przekroju (65) obok dyskoastrów nie mających znaczenia przy rozpoziomowaniu paleogenu (*D. ornatus*, *D. aster*, *D. salisburgensis*), występuje *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, 1954, gatunek przewodni dla środkowej i górnej części paleogenu górnego (poziom NP-9). Według Hay'a et al. (1967) dla tego poziomu typowa jest także obecność *Discoaster mediusus* Bramlette et Sullivan, 1961, obecnego w próbce 66. W punktach nr 67 i 68 najmłodszą formą przewodnią jest *Discoaster gemmeus* Stradner, 1959, reprezentujący poziom w górnej części eocenu środkowego (NP-7). Końcowa część profilu (69) zawiera zespół, w skład którego wchodzi m. in. gatunki obserwowane tylko w próbce nr 64, stanowiącej przeciwległy kraniec paleogeńskiego członu tego przekroju: *Cyclococcolithus neogammation*, *Heliolithus* sp. 1, *Heliolithus* cf. *kleinpelli*; ponadto jest tam obecny *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, 1967, reprezentujący dolną część środkowego paleogenu (NP-5).

Tabela – Table 3

Porównanie wieku osadów mastrychtu i paleocenu z profilu w Szaflarach na podstawie otwornic i nannoplanktonu (poziomy nannoplanktonu wg Martiniego, 1971)
Age correlation of Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary (Pieniny Klippen Belt) based on Foraminifera and calcareous nannoplankton (Nannoplankton zones see: Martini, 1971)

Nr próbki Sample No.	Otwornice Foraminifera (Jednorowska, 1979)	Nannoplankton wapienny Calcareous nannoplankton (Dudziak, 1979)		
56 } 57 } 58 } 59 } 60 }	mastrycht dolny (Lower Maastrichtian)	mastrycht (Maastrichtian)		
61 } 62 } 63 }			mastrycht środkowy – górny (Middle and Upper Maastricht.) mastrycht górny (U. Maastricht.)	
64 } 65 }				mastrycht (Maastrichtian)
66 }				
67 } 68 }			grn. landen (U. Landenian)	grn. landen (U. Landenian) – NP 7
69 }	dln. landen (L. Landenian)	najniższy landen (Lowermost Landenian) – NP 5		

Rozmieszczenie otwornic na granicy mezozoiku z kenozoikiem w Szaflarach było przedmiotem badań Jednorowskiej (1980). Przedstawioną przez nią stratygrafię porównano w tabeli 3 z oznaczeniami wieku na podstawie nannoplanktonu. I w tym przypadku zaznaczają się w szczegółach różnice między wynikami opartymi na oznaczeniach otwornic i kokkolitów, podstawowa zgodność jest jednak zachowana. Mimo znacznego stopnia zaangażowania tektonicznego omawianych serii skalnych, stratygraficzna przydatność nannoplanktonu okazała się większa niż w starszych piętrach kredy górnej; jest on tu przede wszystkim znacznie liczniejszy.

4. Flisz magurski północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego – Birkenmajer i Dudziak (1981); (pl. V, fig. 1–15; pl. VI, fig. 1–11).

Materiał do oznaczeń pochodził z 15 punktów położonych w bezpośrednim lub bliskim sąsiedztwie północnej granicy pienińskiego pasa skałkowego na odcinku między Dębem a Białą Wodą, na wschodnim przedpolu Małych Pienin. Przedmiotem badań były kokkolity z następujących formacji: szczawnickiej (Czarna Woda; Krościenko, prawy brzeg Dunajca; Krościenko, Stajkowa Góra; Potok Ścigocki; potok Biała Woda pod Obidzą), warstw podmagurskich (Mizerna, otwór wiertniczy; Krościenko, Stajkowa Góra; potok Biała Woda; Huba), margli łączkich (Krościenko, lewy brzeg Dunajca), piaskowca magurskiego (Krościenko, Babia Góra; Szlachtowa; Krupianka; Kluszkowce), formacji frydmańskiej (Ciechorzyn, Frydman).

Ponieważ flisz magurski graniczący z pasem skałkowym ma tylko nieliczne oznaczenia wieku, dlatego też dla opracowywanych punktów brak danych porównawczych dotyczących innych grup paleontologicznych. Przy wyznaczaniu biohoryzontów opierano się na standardowym podziale Martiniego (1970, 1971), który uwzględnia bogaty materiał pochodzący z różnych punktów Europy, północnej Afryki, USA, Meksyku, Australii i wierceń oceanicznych. Z podziałem tym są zgodne również lokalne wydzielenia np. Gartnera (1971). Korzystnym czynnikiem dla badań okazało się znaczne zróżnicowanie stanu zachowania kokkolitów. Ważne dla stratygrafii gatunki występowały w postaci od dobrze zachowanych po bardzo zmienione na skutek inkrustacji i korozji. Dzięki znajomości kolejnych stadiów tych wtórnych zmian, możliwe było oznaczenie wieku również i tych próbek, które zawierały wyłącznie egzemplarze uszkodzone. We fliszu magurskim tworzącym północne obrzeżenie pienińskiego pasa skałkowego wyróżniono następujące poziomy biostratygraficzne na podstawie nannoplanktonu.

Poziom *Discoaster gemmeus* (NP-7); w omawianych osadach stwierdzony tylko w formacji szczawnickiej. Taksonowi przewodniemu *D. gemmeus* Stradner, 1959 towarzyszą m. in.: *Chiasmolithus grandis* Bramlette et Riedel, 1954, *Coccolithus bisulcus* Stradner, 1963, *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877), *Coccolithus pseudogammation* Bouché, 1962, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, 1963, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster delicatus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Discoaster ornatus* Stradner, 1958. Obecność formy *D. gemmeus* podaje Radomski (1968) w szerzej pojętym poziomie *Heliolithus riedeli*. W Karpatach

słowackich jest to poziom wymieniany z paleogenu okolic Myjawy (Bystrická, 1973; 1975).

Poziom *Heliolithus riedeli* (NP-8); stwierdzony tylko w formacji szczawnickiej. Poza gatunkami wymienionymi w poprzednim poziomie obecne: *Heliolithus riedeli* Bramlette et Sullivan, 1961, *Chiasmolithus bidens* Bramlette et Sullivan, 1961, *Chiasmolithus consuetus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Coccolithus coenurus* Reinhardt 1966, *Coccolithus crassus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay et Mohler, 1967, *Cyclolithella robusta* (Bramlette et Sullivan) Stradner, 1969, *Discoaster salisburgensis* Stradner, 1961. Poziom ten jest znany z polskich Karpat Zachodnich (Radomski, 1968) i Karpat słowackich (Bystrická, 1973).

Poziom *Discoaster multiradiatus* (NP-9) został stwierdzony w warstwach podmagurskich, gdyż tylko tam obok *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, 1954 nie natrafiono na sześć- lub trójramienne dyskoastry wyznaczające początek młodszych poziomów biostratygraficznych. Występuje on prawdopodobnie także w formacji szczawnickiej, jednak z powodu bardzo złego stanu zachowania nannoflory nie mógł być stwierdzony z całą pewnością. Jest znany m. in. z zachodniej części Karpat polskich, gdzie według Radomskiego (1968) sięga od pierwszego pojawienia się *D. multiradiatus* po pierwsze wystąpienie *Marthasterites tribrachiatus*. W tak szeroko pojętej zonie mieści się także poziom NP-10, który z uwagi na rzadkość właściwych mu gatunków przewodnich można wydzielić tylko w niewielu przypadkach w Karpatach Zachodnich. Według Bystrickiej (1973) w Karpatach słowackich NP-9 jest najczęściej spotykanym poziomem biostratygraficznym paleogenu. Stwierdzono m. in. obecność: *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, 1954, *Chiasmolithus grandis* Bramlette et Riedel, 1954, *Coccolithus bisulcus* Stradner, 1963, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Kamptner, 1963, *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877), *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, 1963, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster binodosus* Martini, 1958, *Discoaster ornatus* Stradner, 1958, *Discoaster salisburgensis* Stradner, 1961.

Poziom *Marthasterites contortus* (NP-10). W opracowanym materiale w najbardziej typowym rozwoju występuje w dobrze zachowanych, niezwiędniętych łupkach z wiercenia w Mizernej. Oprócz form wymienionych w poziomie NP-9 obserwowano: *Marthasterites bramlettei* Brönnimann et Stradner, 1960, *Marthasterites contortus* (Stradner) Deflandre, 1959, *Discoaster mediusus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Discoaster lenticularis* Bramlette et Sullivan, 1961, *Discoaster heliantus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Discoaster gemmifer* Stradner, 1961, *Discoaster delicatus* Bramlette et Sullivan, 1961.

Poziom *Discoaster binodosus* (NP-11) jest obecny w paleogenie magurskim we wszystkich badanych formacjach skalnych. Najpełniejszy jego rozwój obserwowano w warstwach podmagurskich; ma tam miejsce stopniowy rozwój gatunku *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel) Deflandre, 1959. Ponadto w omawianej biozonie liczniej występują: *Chiasmolithus grandis* Bramlette et Riedel, 1954, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Kamptner, 1963, *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877), *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, 1963, *Discoaster*

binodosus Martini, 1958, *Discoaster gemmifer* Stradner, 1961, *Discoaster multi-radiatus* Bramlette et Riedel, 1954, *Discoaster ornatus* Stradner, 1958.

Poziom *Marthasterites tribrachiatus* (NP-12); najpełniejszy jego rozwój można śledzić w formacji frydmańskiej, gdzie widać stopniowe zastępowanie gatunku *M. tribrachiatus* przez *Discoaster lodoensis*, który we wczesnej fazie swojego występowania jest reprezentowany najczęściej przez formy teratologiczne. Poza taksonami wymienionymi dla poziomu NP-11 obserwowano m. in. *Chiasmolithus bidens* Bramlette et Sullivan, 1961, *Chiasmolithus consuetus* Bramlette et Sullivan, 1961, *Coccolithus bisulcus* Stradner, 1963, *Discolithus distinctoides* Reinhardt, 1967, *Discolithus lineatus* Deflandre, 1954, *Neococcolithes dubius* (Deflandre) Black, 1967, *Rhabdosphaera herculea* Stradner, 1969, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, 1927, *Discoaster mirus* Deflandre, 1952, *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, 1954. Biozona ta jest znana m. in. z polskich Karpat Zachodnich (Radomski, 1968) oraz z eocenu dolnego okolic Myjawy w Karpatach słowackich (Bystrická, 1963; 1965).

PODZIAŁ POZIOMÓW KOKKOLITOWYCH NA NIEFORMALNE PODPOZIOMY

Podział paleocenu i eocenu dolnego na 13 poziomów wyznaczonych kolejnym pojawianiem się (lub rzadziej zanikiem) gatunków przewodnich, jest w chwili obecnej najdokładniejszym rozpoziomowaniem biostratygraficznym tego odcinka czasowego na podstawie nannoplanktonu. Kokkolitów o zasięgu wiekowym krótszym od trwania form wykorzystanych w standardowym podziale paleogenu (Martini, 1971) aktualnie nie znamy. W ramach pracy podjęto próbę wyróżnienia podpoziomów celem dokładniejszego porównania pozycji stratygraficznej formacji należących do tego samego poziomu. Nie są to podpoziomy formalne (Birkenmajer, 1975), gdyż za podstawę przyjęto zmienność cech budowy oraz względną liczebność różnych odmian osobników należących do wybranego gatunku. Dla przykładu podano poniżej zasady podziału poziomów NP-11 i NP-12.

P o z i o m NP-11. Podstawę podziału tego poziomu na podpoziomy stanowi *Marthasterites tribrachiatus*. Takson ten pojawia się już w górnej części poziomu NP-10, jednakże w poziomie NP-10 równocześnie z nim występuje *Marthasterites contortus*. W tych osadach, gdzie *M. contortus* jest rzadko spotykany lub nawet nieobecny, np. w niektórych punktach Karpat Zachodnich najwyższą część poziomu NP-10 można odróżnić od NP-11 po tym, że obecne tam okazy *M. tribrachiatus* są bardzo rzadkie (1 okaz na około 50 pól obserwacyjnych przy powiększeniu 500×), a ich średnica nie przekracza w zasadzie 10 μm. Ponadto są to postacie masywne, o mocno pogrubionych, krótkich ramionach, odpowiadające pokrojem okazom *Marthasterites robustus* (Stradner, 1959) Stradner, 1961 u Stradnera (1961). W górnej części NP-10 obserwowano także egzemplarze o średnicy około 15 μm, lecz były to zawsze formy przejściowe pomiędzy *M. contortus* i *M. tribrachiatus* (wyraźne rozdwojenia zakończeń promieni).

Podpoziom I (wczesny) — różni się od najwyższej części NP-10 tym, że liczebność *M. tribrachiatus* wzrasta tu około 10 ×, ponadto obok siebie występują egzemplarze

Wiek jednostek litostratygraficznych paleogenu magurskiego północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego na podstawie nannoplanktonu
Age of the lithostratigraphic units of the Magura Palaeogene north of the Pieniny Klippen Belt, as based on nannoplankton

Stratygrafia Stratigraphy		Poziomy nannoplankt. Nannoplankt. z.	1	2	3	4	5
EOCEN EOCENE	dolny Lower	NP-12					
		NP-11					
		NP-10	?				
PALEOCEN PALEOCENE	górny Upper	NP-9	?				
		NP-8					
		NP-7					

1 – formacja szczawnicka, 2 – warstwy podmagurskie, 3 – margle łackie, 4 – piaskowiec magurski, 5 – formacja frydmańska

1 – Szczawnica Formation, 2 – sub-Magura Beds, 3 – Łącko Marls, 4 – Magura Sandstone, 5 – Frydman Formation

różnych rozmiarów. Mniejsze, tzn. o średnicy 10–12 μm stanowią w tym podpoziomie 70–80% wszystkich okazów. Obserwuje się także pokrój typowy dla *M. robustus*, lecz zdecydowanie przeważa postać typowa dla *M. tribrachiatus*, tzn. stosunkowo cienkie promienie. Sposób zakończenia ramion jest bardzo zróżnicowany i wydaje się, że nie ma tu większego znaczenia. Dalszą cechą tego podpoziomu jest obecność form teratologicznych, u których jeden z promieni jest co najmniej dwukrotnie dłuższy od dwu pozostałych.

Podpoziom II (środkowy) – okazy *M. tribrachiatus* osiągające średnicę 16–22 μm lub większą są obecne w ilości około 50%, pozostała część przypada na osobniki o średnicy 14–16 μm lub mniejszej. Głównym kryterium rozpoznania tego podpoziomu jest nie ogólna liczebność osobników i ich bogactwo ilościowe, lecz proporcja między ilością okazów dużych (około 50%) oraz średnich i małych.

Podpoziom III (górny) – duża liczba egzemplarzy o typowym pokroju, ogólna ich liczebność może być nawet większa niż w podpoziomie II; obok siebie występują egzemplarze różnych rozmiarów, lecz formy osiągające ponad 16 μm stanowią w sumie mniej niż 25%. Dość łatwo można znaleźć także okazy teratologiczne. W najwyższej części tego podpoziomu pojawiają się nieliczne okazy *Discoaster lodoensis* o budowie odbiegającej od typowej.

P o z i o m NP-12. Podpoziom I (wczesny) – liczne, lecz na ogół drobne

egzemplarze *M. tribrachiatus*, obok nich zawsze obecne *Discoaster lodoensis*. W niektórych przypadkach są to w około 2/3 formy teratologiczne, bardzo znacznie odbiegające swoim pokrojem od typowego. Znaczny procent *D. lodoensis* o krótkich promieniach, okazy o budowie typowej dla tego gatunku są stosunkowo niewielkie (średnica do 20 μm), tylko 20–30% egzemplarzy osiąga rozmiar większy lub maksymalny (ponad 30 μm).

Podpoziom II (środkowy) – ilość osobników teratologicznych spada do 10–20%. Okazy o rozpiętości promieni ponad 25 μm stanowią około 50%, reszta przypada na osobniki mniejsze.

Podpoziom III (górnny) – duża ogólna liczebność okazów *D. lodoensis*; egzemplarze o średnicy ponad 25 μm stanowią w sumie mniej niż 25% wszystkich obserwowanych okazów tego gatunku. Ponownie wzrasta ilość form teratologicznych.

Przedstawione tu przykładowo kryteria posłużyły do zaszeregowania stratygraficznego badanych formacji (tabela 4).

PODSUMOWANIE

W silnie zdyslokowanych osadach jednostki czorsztyńskiej (cenoman – kampan) nannoplankton jest przydatny do korelacji stratygraficznej tylko w ograniczonym zakresie. Jego użyteczność ograniczają: a) wtórne zmiany kokkolitów (inkrustacja, korozja, odkształcenia) i wynikająca stąd, niewielka ilość oznaczalnych egzemplarzy; b) kontaminacja starszych partii osadu młodszymi mikroskamieniałościami. Na skutek tego wykazano jedynie obecność poszczególnych pięter kredy górnej; podział na poziomy oparte na nannoplanktonie okazał się niemożliwy. Utrudnienia dla ustaleń biostratygraficznych stwarzają także osady mastrychtu i paleocenu z silnie zaburzonej „strefy przyskałkowej” w korycie Dunajca w Szaflarach.

Najkorzystniejsze warunki dla korelacji stratygraficznej występują w paleogeńskich osadach fliszu magurskiego, który od północy graniczy z pienińskim pasem skałkowym. W utworach tych przeprowadzono podział poziomów kokkolitowych na nieformalne podpoziomy. Za podstawę przyjęto zmienność budowy osobników należących do wybranego gatunku oraz względną liczebność różnych odmian osobników należących do tego gatunku.

W badaniach kokkolitów z formacji skalnych w dużym stopniu zaburzonych tektonicznie bardziej przydatny od mikroskopu elektronowego okazał się mikroskop świetlny.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

- Alexandrowicz S., Birkenmajer K. 1978. Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 48: 27–37, Kraków.
- Birkenmajer K. 1965. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Outlines of geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 35: 327–356, 401–407, Kraków.

- Birkenmajer K. (red.) 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i metody badań geologicznych. Wyd. Geol. 33: 1–63. Warszawa.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 45: 1–159. Warszawa.
- Birkenmajer K., Dudziak J. 1981. Wiek fliszu magurskiego (paleogen) północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego w Polsce na podstawie nannoplanktonu. Age of the Magura Flysch (Paleogene) along the northern boundary of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland, based on nannoplankton. *Stud. Geol. Pol.*, 70: 7–36, Warszawa.
- Bramlette M., Martini E. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between Maastrichtian and Danian. *Micropaleont.*, 10: 291–322, New York.
- Bukry D. 1974. Cretaceous and Paleocene coccolith stratigraphy. D.S.D.P. – Leg 26. Initial Reports D.S.D.P. 26: 669–673, Washington, D.C.
- Bystrická H. 1963. Die Unter-Eozänen Coccolithophoridae (Flagellata) des Myjavaer Paleogens. *Geol. Zb.-Geol. Carp.*, 14: 269–281, Bratislava.
- Bystrická H. 1965. Der stratigraphische Wert von Discoasteriden im Palaeogen der Slowakei. *Geol. Zb.-Geol. Carp.*, 16: 7–10. Bratislava.
- Bystrická H. 1973. Palaeozäne Nannoplankton-Zonen in dem slovakischen Teil der Westkarpaten. *Geol. Zb.-Geol. Carp.* 24: 375–383, Bratislava.
- Bystrická H. 1975. Middle Paleocene coccoliths of the West Carpathians. *Západné Karpaty, Ser. Paleont.* (1): 41–57, Bratislava.
- Čepěk P., Hay W. W. 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, 19: 323–336.
- Dudziak J. 1979. Nannoplankton z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. Nannoplankton from the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt of Poland, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 77–104, Warszawa.
- Dudziak J. 1980. Nannoplankton z osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach, pieniński pas skałkowy. Nannoplankton of the Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 67: 45–70, Warszawa.
- Dudziak J. 1981. Górnokredowy nannoplankton z profilu Lorencowych Skałek (jednostka czorsztyńska, pieniński pas skałkowy) – badania w mikroskopie skaningowym. Upper Cretaceous nannoplankton from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians – a scanning-microscope study. *Stud. Geol. Pol.*, 70: 55–65, Warszawa.
- Dudziak J. 1983. Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Część I: formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. *Stud. Geol. Pol.*, 77: 53–81, Warszawa.
- Forchheimer S. 1968. Die Coccolithen des Gault-Cenoman, Cenoman und Turon in der Bohrung Höllviken I, Südwest-Schweden. *Sver. Geol. Unders.*, 62: 1–84, Stockholm.
- Gartner S. 1968. Coccoliths and related calcareous nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. *Univ. Kansas Paleont. Contr.*, 48 (Protista 1): 1–56, Lawrence.
- Gartner S. 1971. Calcareous nannofossils from the Joides Blake Plateau cores, and revision of Paleogene nannofossils zonation. *Tulane Stud. in Geol. and Paleont.*, 18: 101–121.
- Gaździcka E. 1978. Calcareous nannoplankton from the uppermost Cretaceous and Paleogene deposits of the Lublin Upland. *Acta Geol. Pol.*, 28: 335–375, Warszawa.
- Hay W. W., Mohler H. P., Roth P. H., Schmidt R. R., Boudreaux J. E. 1967. Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation. *Trans. Gulf. Coast Ass. Geol. Soc.*, 17: 428–480.
- Hoffmann N. 1972. Coccolithen aus der Kreide und dem Paleogen des nördlichen Mitteleuropas, *Geologie*, 21, Beiheft 73: 1–121, Berlin.
- Honjo S. 1976. Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Mar. Micropaleont.*, 1: 65–79. Amsterdam.
- Jednorowska A. 1979. Mikrofauna i wiek górnokredowych margli z Pustelni w pienińskim pasie skałkowym Polski. Microfauna and age of Upper Cretaceous Pustelnia Marl Member, Pieniny Klippen Belt of Poland, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 61: 37–76, Warszawa.

- Jednorowska A. 1980. Mikrofauna osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach, pieniński pas skałkowy. Microfauna of the Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 67: 23–44, Warszawa.
- Martini E. 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 226: 560–561, London.
- Martini E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II. Plankt. Conf. Roma 1970*, 2: 734–785, Roma.
- Martini E., Worsley T. 1970. Late Maastrichtian Nannoplankton Provinces. *Nature*, 225: 1242–1243, London.
- Perch-Nielsen K. 1968. Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. *Kong. dansk vidensk. Selsk. Biol. Skr.*, 16: 1–96, København.
- Perch-Nielsen K. 1969. Die Coccolithen einiger dänischer Maastrichtien – und Danienlokalitäten. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 19: 51–68, København.
- Perch-Nielsen K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic D.S.D.P. – Leg 12. *Initial Reports D.S.D.P.* 12: 1003–1069, Washington, D.C.
- Radomski A. 1968. Poziomy nannoplanktonu wapiennego w paleogenie Polskich Karpat Zachodnich. Calcareous nannoplankton zones in Palaeogene of the Western Polish Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, 38: 545–605, Kraków.
- Reinhardt P. 1970. Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil I. *Freib. Forschh.*, C 260: 5–33, Leipzig.
- Reinhardt P. 1971. Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil III, *Freib. Forschh.*, C 267: 19–41, Leipzig.
- Reinhardt P., Górka H. 1967. Revision of some Upper Cretaceous coccoliths from Poland and Germany. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 129: 240–256, Stuttgart.
- Roth P. H. 1973. Calcareous nannofossils – Leg 17. *D.S.D.P., Initial Reports D.S.D.P.* 17: 695–741, Washington, D.C.
- Roth P. H., Thierstein H. 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the D.S.D.P. *Initial Reports D.S.D.P.* 14: 421–485, Washington, D.C.
- Sissingh W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geol. Mijnbouw.*, 56: 37–65, Den Haag.
- Smith Ch. C. 1981. Calcareous nannoplankton and stratigraphy of late Turonian, Coniacian and early Santonian age of the Eagle Ford and Austin Groups of Texas. *Geol. Surv. Prof. Paper* 1075: 1–98, Washington, D.C.
- Stover L. E. 1966. Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. *Micropaleontology*, 12: 133–167, New York.
- Stradner H. 1963. New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. *6th World Petrol Congr.*, 1(4): 1–16, Frankfurt a.M.
- Stradner H., Papp A. 1961. Tertiäre Discoasteriden aus Oesterreich und deren stratigraphische Bedeutung. *Jb. Geol. Bundesanst. Sonderbd.*, 7: 1–160, Wien.
- Thierstein H. R. 1971. Foraminiferen und Nannoplankton aus einem Profil durch santone Amnensschichten in den östlichen Churfürsten. *Ecl. Geol. Helv.*, 64: 29–45, Basel.
- Thierstein H. R. 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Mar. Micropaleont.*, 1 (4): 325–362, Amsterdam.
- Trexler D. W. 1967. Stratigraphic distribution of Upper Cretaceous nannoplankton (coccoliths) in central and northern Colorado and the Black Hills Region. *Journ. Palaeontol.*, 41: 1355–1364. Menasha.

SUMMARY

The present paper summarizes the results of investigations of calcareous nannoplankton from strongly tectonically disturbed Cretaceous and Palaeogene deposits of the Pieniny Klippen Belt and its surroundings, Polish Carpathians. In the Pus-

telnia Marl Member (Cenomanian–Campanian) of the Czorsztyn Succession, the coccoliths are useful for stratigraphic correlation only on a limited scale due to:

- a. Accretion of secondary calcite on the surface of coccoliths, furthermore, less frequently, of brown ferric hydroxide and clay minerals. As a rule, the secondary calcite overgrows nanoforms so thickly, that it obliterates their primary structures.
- b. Corrosion and mechanical deformations of coccoliths.
- c. Contamination of older sediments with younger microfossils. It seems, that this is an effect of water circulation in tectonically jointed rocks.

The above factors made it impossible a detailed biostratigraphic zonation of Upper Cretaceous marls based on calcareous nannoflora (Table 1, 2).

Poorly preserved assemblages of nannoplankton were found in Maastrichtian and Paleocene deposits of the “Peri-Klippen (Myjawa) Zone” at Szaflary at tectonic contact with the Podhale Palaeogene. However due to a considerably large content of determinable coccoliths, the delimitation of Maastrichtian and Palaeogene deposits was there possible. The Mesozoic/Cenozoic boundary is there marked with a general change of the character of nannoflora. In a section exposed along the right bank of the Biały Dunajec river at Szaflary, three stratigraphic units have been recognized, based on nannoflora, namely: Middle and Upper Maastrichtian, and Paleocene (Table 3). The Paleocene deposits yielded also some forms hitherto described from the Eocene strata: *Coccolithus coenurus* Reinhardt, *Coccolithus pseudogammation* Bouché, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon, *Discoasteroides kuepperi* (Stradner). The cause of this contamination has not been elucidated.

The best results of stratigraphic correlation by means of calcareous nannoflora were obtained from the Magura Flysch (Palaeogene) along the northern boundary of the Pieniny Klippen Belt. Based on nannoplankton, three biostratigraphic zones (see Martini, 1971) have been distinguished in the Paleocene: *Discoaster gemmeus* (NP 7), *Heliolithus riedeli* (NP 8) and *Discoaster multiradiatus* (NP 9), and three zones in the Lower Eocene strata: *Marthasterites contortus* (NP 10), *Discoaster binodosus* (NP 11) and *Marthasterites tribrachiatus* (NP 12). Variability of specimens belonging to a given species in successive phases of development helped define biostratigraphic units lower than biozone rank. Their stratigraphic ranges are given in Table 4.

It has been stated that in the case of scarce calcareous nannoplankton from strongly tectonically disturbed deposits, light-microscope method, may still give stratigraphically better results than scanning-microscope one.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

Przykłady stanu zachowania kokkolitów z osadów kredy górnej pienińskiego pasa skałkowego, profil Lorencowych Skałek

Examples of preservation state of coccoliths from the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, the Lorencowe Skałki section

Fotografie z mikroskopu elektronowego. All photos from SEM

- Fig. 1. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), × 4000
- Fig. 2. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), × 4500
- Fig. 3. *Tetralithus pyramidus* Gardet, × 4000
- Fig. 4. *Marthasterites furcatus* Deflandre, × 4000
- Fig. 5. *Marthasterites furcatus* Deflandre?, × 4000
- Fig. 6. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), × 4000
- Fig. 7. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), × 4000
- Fig. 8. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), × 2500

Plansza – Plate II

Przykłady stanu zachowania kokkolitów z osadów kredy górnej pienińskiego pasa skałkowego, profil Lorencowych Skałek

Examples of preservation state of coccoliths from the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, the Lorencowe Skałki section

- Fig. 1. *Tetralithus murus* Martini?, SK, × 4500
- Fig. 2. *Braarudosphaera* sp.?, SK, × 4000
- Fig. 3. Egzemplarz nieoznaczalny (undeterminable), SK, × 4000
- Fig. 4. *Tetralithus murus* Martini, SK, × 4000
- Fig. 5–7. *Marthasterites furcatus* Deflandre, KF, × 2000

SK – mikroskop elektronowy (scanning microscope)

KF – kontrast fazowy (phase contrast)

Plansza – Plate III

Fig. 1–10. Przykłady stanu zachowania kokkolitów z osadów górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego, profil Czerwonej Skały; KF, × 2000

Figs. 1–10. Examples of preservation state of coccoliths from the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, the Czerwona Skała section; phase contrast, × 2000

- Fig. 1, 2. *Marthasterites furcatus* Deflandre
- Fig. 3. *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt
- Fig. 4. *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen
- Fig. 5. *Tetralithus pyramidus* Gardet
- Fig. 6. *Lithastrinus* sp.
- Fig. 7. *Eiffellithus trabeculatus* (Górka) Reinhardt et Górka
- Fig. 8. *Eprolithus floralis* Stradner
- Fig. 9–10. *Tetralithus murus* Martini
- Fig. 11–15. Nannoplankton z pogranicza mastrychtu i paleocenu w Szaflarach; NX, × 2000.
- Figs. 11–15. Calcareous nannoplankton from the Maastrichtian (Paleocene boundary at Szaflary (Pieniny Klippen Belt); nicols crossed, × 2000.
- Fig. 11. *Eiffellithus turriseiffeli* (Deflandre) Reinhardt
- Fig. 12. *Coccolithus pseudogammation* Bouché
- Fig. 13. *Cyclococcolithus neogammation* Bramlette et Wilcoxon
- Fig. 14. *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler
- Fig. 15. *Heliolithus kleinPELLI* Sullivan

Plansza – Plate IV

Fig. 1–12. Nannoplankton z pogranicza mastrychtu i paleocenu w Szaflarach

Figs. 1–12. Calcareous nannoplankton from the Maastrichtian/Paleocene boundary at Szaflary (Pieniny Klippen Belt)

- Fig. 1. *Coccolithus pelagicus* (Wallich), NX, × 2500
Fig. 2–3. *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, NX, × 2000
Fig. 4. *Tetralithus quadratus* Stradner, NX, × 2500
Fig. 5. *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, NX, × 2500
Fig. 6. *Eiffellithus bohotnicae* (Górka) Reinhardt et Górka, NX, × 2500
Fig. 7. *Discoaster gemmeus* Stradner, KF, × 2000
Fig. 8. 12. *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, KF, × 2000
Fig. 9, 11. *Discoaster multiradiatus* Bramlette et Riedel, KF, × 2000
Fig. 10. *Nannotetraster* cf. *N. pappi* (Stradner), KF, × 2000
Fig. 13–15. Nannoplankton z fliszu paleogenu magurskiego
Figs. 13–15. Calcareous nannoplankton from the Magura flysch Palaeogene
Fig. 13. *Lophodolithus nascens* Bramlette et Sullivan, KF, × 2000
Fig. 14. *Heliorthus fallax* Brönnimann et Stradner, KF, × 2000
Fig. 15. *Neococcolithes dubius* (Deflandre), KF, × 1500

KF – kontrast fazowy (phase contrast)
NX – nikole skrzyżowane (nicols crossed)

Plansza – Plate V

Nannoplankton z fliszu paleogenu magurskiego
Calcareous nannoplankton from the Magura flysch Palaeogene

- Fig. 1, 2. *Discolithus fimbriatus* Bramlette et Sullivan; 1 – KF, 2 – NX, × 2000
Fig. 3. *Discolithina plana* (Bramlette et Sullivan), NX, × 2000
Fig. 4. *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner), NX, × 2000
Fig. 5. *Discolithus lineatus* Deflandre, NX, × 2000
Fig. 6. *Chiphragmalithus calatus* Bramlette et Sullivan, KF, × 1500
Fig. 7. *Discoaster gemmifer* Stradner, odmiana o 4 promieniach (4-radii variety); KF, × 2000
Fig. 8. *Discoaster mediosus* Bramlette et Sullivan, KF, × 1500
Fig. 9. *Discoaster ornatus* Stradner, KF, × 1500
Fig. 10. *Discoaster binodosus* Martini, KF, × 2000
Fig. 11. *Discoaster limbatus* Bramlette et Sullivan, KF, × 2000
Fig. 12. *Discoaster deflandri* Bramlette et Riedel, KF, × 2000
Fig. 13. *Discoaster gemmifer* Stradner, KF, × 2500
Fig. 14. *Discoaster delicatus* Bramlette et Sullivan, KF, × 2000
Fig. 15. *Discoaster* cf. *D. hilli* Tan Sin Hok, KF, × 2000

KF – kontrast fazowy (phase contrast)
NX – nikole skrzyżowane (nicols crossed)

Plansza – Plate VI

Nannoplankton z fliszu paleogenu magurskiego; KF, × 2000
Calcareous nannoplankton from the Magura flysch Palaeogene; phase contrast, × 2000

- Fig. 1, 5. *Marthasterites bramletti* Brönnimann et Stradner
Fig. 2. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), górna część poziomu NP 10 (upper part of the NP 10 zone)
Fig. 3. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), dolna część poziomu NP 11 (lower part of the NP 11 zone)
Fig. 4, 7. *Marthasterites contortus* (Stradner), środkowa część poziomu NP 10 (Middle part of the NP 10 zone)
Fig. 6. *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel; odmiana teratologiczna, dolna część poziomu NP 12 (teratological variety, lower part of the NP 12 zone)

- Fig. 8. Forma pośrednia pomiędzy *Marthasterites contortus* (Stradner) a *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), górna część poziomu NP 10 (transient form between *M. contortus* and *M. tribrachiatus*, upper part of the NP 10 zone)
- Fig. 9. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), dolna część poziomu NP 11 (lower part of the NP 11 zone)
- Fig. 10. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), środkowa część poziomu NP 11 (middle part of the NP 11 zone)
- Fig. 11. *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel), górna część poziomu NP 11 (upper part of the NP 11 zone)











