

Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej–Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych

Kazimierz Żytko*, Tomasz Malata*

Kredowo-paleogeński flisz jednostki Obidowej–Słopnic (OS) był uważany dotychczas za przedłużenie płaszczowiny dukielskiej pod przykryciem płaszczowiny magurskiej. Obecna analiza tego fliszu w profilach kilku otworów wskazuje, że jest to raczej przedłużenie jednostki skolskiej (SK). Sukcesja OS ma cechy fliszu SK, jak dolnosenoński piaszczysty flisz, charakterystyczne zlepionce z klastami czarnych łupków (zlepionce z Makówki), ciemne mulowce z egzotykami (iły babickie) i piaskowce glaukonitowe paleocenu (piaskowce z Jamny). Klasty czarnych łupków dolnej kredy występują w utworach górnej kredy obu sukcesji — OS i SK. Zapis gamma i neutron-gamma dolnej granicy warstw z Rdzawki wskazuje, że odpowiadają one dolnooligocenijskim warstwom menilitowym (nie są „czarnym eocenem”). W warstwach krośnieńskich sukcesji OS są obecne duże olistolity starszego fliszu. Warstwy te są odsłonięte w oknie Mszany Dolnej i być może przypienińskich odsłonięciach stektonizowanych miocenijskich utworów. Wskazuje na to stektonizowany flisz tego wieku stwierdzony w głębokiej części otworu NT1 (nieznany poza jednostką skolską w Karpatach zewnętrznych). Jednostka SK/OS zbliża się skośnie do pienińskiego pasa skałkowego koło Nowego Targu.

Słowa kluczowe: Karpaty zewnętrzne, jednostka skolska, jednostka Obidowej–Słopnic, jednostka dukielska

Kazimierz Żytko & Tomasz Malata — **Paleogeography of flysch of the Obidowa–Słopnice unit in the Outer Carpathian basin (SE Poland).** *Prz. Geol.*, 49: 425–430.

Summary. The Cretaceous–Paleogene flysch of the Obidowa–Słopnice unit (OS) was recognized as an extension of the Dukla unit below the Magura Nappe. The recent analysis of selected borehole profiles seems to indicate a section forming an additional length of the Skole unit (SK). The OS succession shows features of the SK flysch, such as lower Senonian sandy flysch, characteristic conglomerates with black shale clasts (Makówka conglomerates), dark mudstones with exotics (Babica clays), and Paleocene glauconitic sandstones (Jamna sandstones). The Lower Cretaceous black shale clasts occur in both OS and SK successions. Gamma and neutron-gamma records of the lower boundary of the Rdzawka beds indicated that these beds are referred to the lower Oligocene Menilite beds, but not to the “black Eocene”. The Krosno beds of the OS succession contain slumps and olistoliths of the older flysch. These beds are exposed in the Mszana Dolna tectonic window and presumably in the peri-Pieniny outcrops of tectonized lower Miocene deposits. This conclusion is supported by the presence of coeval flysch in a deep part of borehole NT1. The SK/OS unit obliquely approaches the Pieniny Klippen Belt near Nowy Targ.

Key words: Outer Carpathians, Skole unit, Obidowa–Słopnice unit, Dukla unit

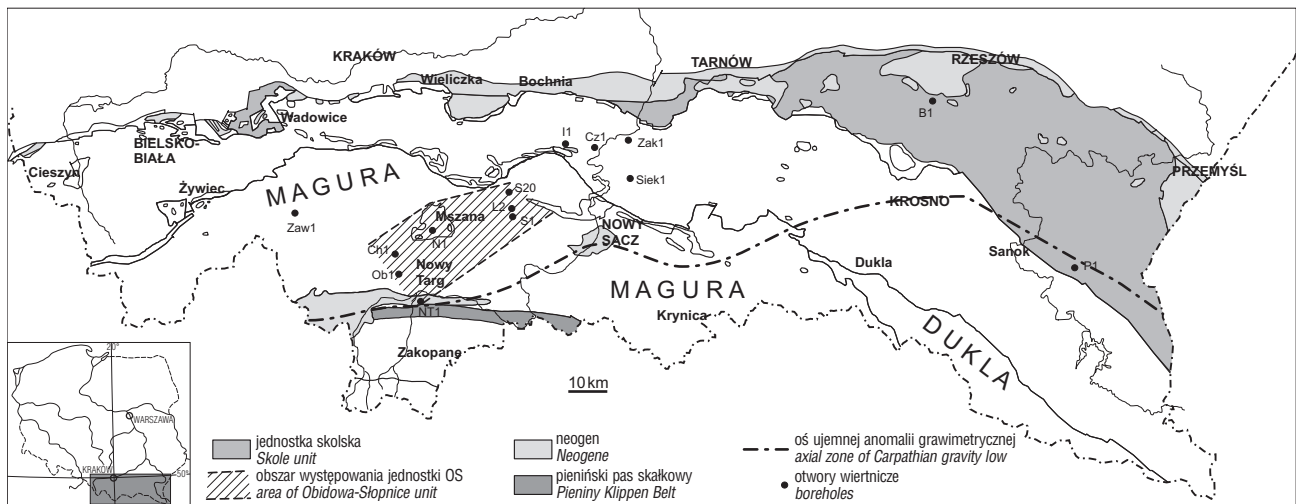
Między Nowym Targiem a Limanową, w podłożu płaszczowiny magurskiej i wyróżnionej pod nią płaszczowiny grybowskiej, w kilku głębokich otworach (ryc. 1): Ob1 (3214–4570 m), Ch1 (2500–5101 m), S1 (2520–4508 m), S20 (2350–4500 m) i L2 (1306–5006 m) rozpoznano kredowo-paleogeński flisz, opisany początkowo jako tektoniczna jednostka Obidowej (Cieszkowski & Sikora, 1976), a następnie jako jednostka Obidowej–Słopnic, OS (Jawor & Sikora, 1979; Sikora, 1980). Utwory jednostki OS sygnalizowano też (Cieszkowski i in., 1985) z dolnej części profilu otworu N1 (2790–4478,3 m) koło Mszany Dolnej. Skrajnie zachodnie pole ropy naftowej i gazu Karpat polskich (Słopnice) znajduje się we fliszu OS.

Gruby, czarny piaszczysty flisz, określane jako warstwy z Rdzawki lub „czarny eocen” ma kluczowe znaczenie dla wyodrębnienia jednostki OS. Istnieją jednak wątpliwości, czy zaliczone są tu zawsze te same utwory. Różnie jest określane ich wiek: paleocen–eocen (Jawor & Sikora, 1979), górny eocen (Cieszkowski i in., 1985) lub górny eocen–dolny oligocen (Cieszkowski i in., 1981a; Cieszkowski, 1985). Podobne utwory mastrycht–paleocenu są opisane jako warstwy obidowskie nadścielone piaskowcami glaukonitowymi (Cieszkowski & Sikora, 1976) lub jako paleocenijska część warstw z Rdzawki (Jawor & Sikora, 1979).

Podkreślane jest podobieństwo litologiczne warstw z Rdzawki do warstw ze Zboja (Cieszkowski i in., 1981b), w których stwierdzono redeponowane numulity eocenu górnego (Đurković i in., 1982). Warstwy te, o miąższości ponad 1000 m, nawiercono pod płaszczowiną dukielską w otworze Zboj 1 we wschodniej Słowacji, może to być przedłużenie warstw menilitowych fałdów Bukowicy–Rudawki Rymanowskiej jednostki śląskiej (Żytko, 1999). Odnotowano też podobieństwo warstw z Rdzawki do piaskowców z Mszanki, a innych części profilu jednostki OS do warstw ropianieckich i ciśniańskich (senon–paleocen), piaskowców z Wielkiego Bukowca (paleocen) i łupków cergowskich (dolny oligocen), a więc ogólnie do sukcesji dukielskiej. Jednostka OS została uznana za zachodnie przedłużenie zmienionej litofacjalnie płaszczowiny dukielskiej (Cieszkowski i in., 1985). Wiązana jest ze znaną z powierzchni północną jednostką przedmagurską, określaną też jako jednostka Mszany Dolnej (Burtan i in., 1978, 1992).

W czasie rozpoznawania jednostki OS pojawił się problem utworów miocenu. Sygnalizowano obecność śladowej ilości otwornic, a nawet makrofauny tego wieku w badanym materiale z głębokiej części profilu otworów. Według Połtowicza (1985) pod jednostką OS w kilku otworach przewiercono kredowy flisz jednostki śląskiej, a pod nim w otworze S1 klastyczne osady miocenu podłoża. Pogląd ten nie zyskał powszechnej akceptacji, nie stwierdziliśmy też obecności miocenu w czasie obecnej analizy rdzeni z otworu L2.

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

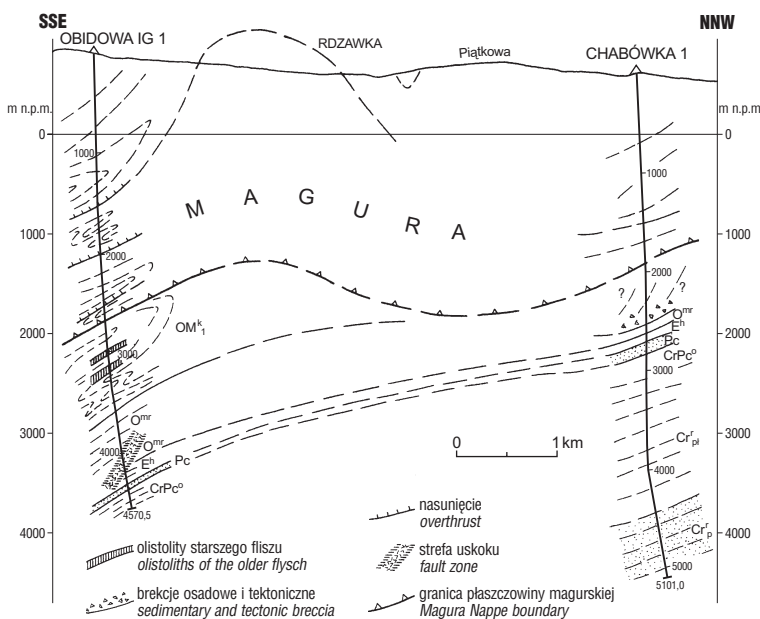


Ryc. 1. Lokalizacja jednostek Obidowej–Słopnic i skolskiej w Karpatach polskich; otwory wiertnicze: B1 — Babice 1, Chabówka 1 — Cz 1 — Czchów 1, I1 — Iwkowa, L2 — Leśniówka 2, N1 — Niedźwiedź 1, NT1 — Nowy Targ PIG1, Ob1 — Obidowa IG 1, P1 — Paszowa 1, Siek1 — Siekierzyna IG 1, S1 — Słopnice 1, S20 — Słopnice 20, Zak1 — Zakliczyn 1, Zaw1 — Zawoja 1
Fig. 1. Location of the Obidowa–Słopnice and the Skole units in the Polish Carpathians

W pracy tej są przedstawione wyniki nowej analizy profili kilku wybranych otworów w aspekcie tożsamości jednostki OS i jednostki skolskiej (SK) (ryc. 1). Wykorzystano niepublikowane wyniki badań M. Gareckiej, M. Jugowiec-Nazarkiewicz, B. Olszewskiej i A. Szydło z OK PIG (inf. ustna).

Utwory kredy górnej–paleocenu. Pomijając obszar przyszłej płaszczowiny magurskiej, w basenie polskich

Karpat zewnętrznych w późnej kredzie–paleocenie istniały dwa odrębne obszary — skolski i dukielski — o sedymentacji fliszu z dużym udziałem piaskowców laminowanych. Flisz ten, mimo pewnych różnic, tak w sukcesji skolskiej, jak i dukielskiej jest określany jako warstwy inoceramowe lub ropianieckie. W pracy używamy zastępczo obu tych nazw, gdyż obie pojawiają się w analizowanych materiałach. W zachodniej, ukazującej się na powierzchni, części jednostki dukielskiej miąższość tych warstw



Ryc. 2. Geologiczny przekrój jednostki Obidowej–Słopnic w podłożu płaszczowiny magurskiej na południe od Chabówki. Wykorzystano dane Cieszkowskiego (1985, fig. 18); Cr^p — warstwy ropianieckie (inoceramowe) w facji piaszczystego fliszu, Cr^{pi} — warstwy ropianieckie (inoceramowe), CrPc^o — warstwy z Obidowej, Pc — gruboławicowe piaskowce glaukonitowe, E^h — warstwy hieroglifyowe, O^{mr} — warstwy menilitowe z Rdzawki, OM^k — warstwy krośnieńskie
Fig. 2. Geological cross-section of the Obidowa–Słopnice unit in the Magura Nappe basement in the area south of Chabówka (structural data after Cieszkowski 1985, fig. 18 are used); Cr^p — Ropianka (Inoceramian) beds in sandy lithofacies, Cr^{pi} — Ropianka (Inoceramian) beds, CrPc^o — Obidowa beds, Pc — thick-bedded glauconitic sandstones, E^h — Hieroglyphic beds, O^{mr} — Menilite Rdzawka beds, OM^k — Krosno beds

wynosi ponad 1200 m (Ślęczka, 1971), w jednostce skolskiej na SW od Rzeszowa według Wdowiarza ([W:] Cieszkowski, 1985) pełna miąższość warstw inoceramowych sięga 2000 m. W sukcesji dukielskiej dolna część warstw inoceramowych to górnokredowy flisz łupkowo-piaszkowcowy określany jako warstwy łupkowskie (Ślęczka, 1971; Koráb & Đurković, 1978). Dopiero z końcem senonu i we wczesnym paleocenie osadził się flisz z dominacją gruboławicowych piaskowców — warstwy ciśniańskie (na Słowacji piaskowce Wielkiego Bukowca). Piaszczysty flisz wczesnego senonu jednostki OS (otwór Ch1, 4440–5101 m; ryc. 2) nie może być więc uznany za wyraźnie młodsze warstwy ciśniańskie sukcesji dukielskiej, jak proponują Cieszkowski i in. (1985). Podobną pozycję (wczesny senon) zajmuje natomiast piaszczysty flisz środkowego oddziału warstw inoceramowych sukcesji SK, rozpoznany otworem Babica IG 1 na SW od Rzeszowa (Cieszkowski i in., 1985, fig. 2d). Wskazuje na to mikrofauna. Według Morgiel (1969 [W:] Cieszkowski, 1979) w profilach obu tych otworów w piaszczystym fliszu występuje *Uvigerinamina jankoi* Majzon (Ch1: 4105, 4252, 5080 m; Babica IG 1: 1880–2490). Ogólny trend zmian litofacjalnych w utworach senonu wskazuje więc, że profil jednostki OS jest bliższy sukcesji SK niż dukielskiej. Również wkładki margli i wapieni

(otwór L2, 4865–5006 m) mogą odpowiadać marglom fukoidowym senonu sukcesji SK.

W stropowej części warstw ropianieckich jednostki OS zaznaczają się wyraźne zmiany litofacjalne. W profilu otworu Ob1 na tle piaskowcowo-łupkowego fliszu pojawiają się czarne, piaszczyste mułowce („skalne błoto”) z egzotykami, a nad nimi gruboławicowe piaskowce glaukonitowe. Stało się to podstawą wyróżnienia warstw z Obidowej (mastrycht–paleocen) i nadścielających je warstw z piaskowcami glaukonitowymi paleocenu (Cieszkowski & Sikora, 1976), określanymi później jako piaskowce Wielkiego Bukowca (Cieszkowski i in., 1985). Według krzywej PNG i rdzeni zwarty kompleks tych piaskowców w otworze Ob1 przewiercono w głęb. 4317–4362 m. W otworze Ch1 kompleksy takie występują w interwale 2714–2838 m, przyjęto tam jednak do głęb. 3520 m utwory eocenu (Cieszkowski, 1979, 1985). Odnotować trzeba, że w otworze tym już w głęb. 2928 m stwierdzono zaburzone sedymentacyjnie czarne mułowce piaszczyste. Zaliczono je do warstw z Rdzawki, mogą to być jednak raczej warstwy z Obidowej. W piaskowcach z rdzeni z przedziału 3445–3578 m M. Dornal ([W:] Pernal, 1979) stwierdził w szlifach heteroheliksi i globotrunkany górnej kredy. W rdzeniu z głęb. 3643 m Morgiel ([W:] Cieszkowski, 1979) stwierdziła kampańską formę *Caudamina gigantea* (Geroch). Dane te wskazują, że w cytowanych pracach przyjęto utwory eocenu w otworze Ch1 zbyt głęboko; proponowaną korektę przedstawiamy na ryc. 2.

Klasty kredy dolnej w okrucowcach senonu–paleocenu sukcesji Obidowej–Słopnie oraz problem polimiktycznych zlepieńców

Jawor i Sikora (1979) podali informację o stwierdzeniu w osadach paleocenu jednostki OS spływów mułowych pstrych i ciemnych łupków marglistych z sedymentacyjnie wymieszaną mikrofauną kredy dolnej, górnej i paleocenu. Ciemne łupki hoterywu oraz utwory niższego albu napotkane w otworze S20 mogą reprezentować według tych autorów olistolity, podobnie jak występujące w poziomie z olistolitami okrucy jasnych wapieni i margli mastrychtu.

W profilu analizowanego wyżej otworu Ch1 (Cieszkowski, 1979) w opisach 10 rdzeni pobranych z przedziału głęb. 3183–5000 m odnotowano obecność piaskowców i zlepieńców z klastami czarnych skał — łupków i mułowców, często zlustrowanych. Według Kijakowej ([W:] Pernal, 1979) w 7 próbkach pobranych z materiału okrucowego w przedziale głęb. 3980–4320 m, a więc przy przewiercaniu otworów senonu, stwierdzono po kilka okazów otwornic znanych z warstw kredy dolnej. Być może pochodzą one z wspomnianych klastów czarnych łupków. Wczesnokredowe otwornice stwierdzono też w utworach sukcesji OS w profilu otworu N1 w rdzeniach z głęb. 2518–2519 i 2613–2615 m oraz w materiale z głęb. 3950–4035 m (Pernal, 1983).

W profilu otworu L2 (Pieniążek & Jawor, 1993) istnieje podobna sytuacja. We fliszu typu warstw inoceramowych, w rdzeniu z głęb. 4054–4062 m stwierdzono otwornice górnej kredy–paleocenu. Niżej, w rdzeniach z głęb. 4170–4280 m, w czarnych piaszczystych mułowcach z egzotykami M. Jugowiec (inf. ustna) stwierdziła obecność nanoplanktonu górnej kredy, zespołu nie starszego od kampanu. W mułowcach tych występują okrucy czarnych

łupków o wyraźnych śladach tektonizacji (lustra, mikrouskoki) powstałej przed dostaniem się tych klastów do osadu. W mułowcach z okrucami czarnych łupków z głęb. 4221,5–4224,5 m, B. Olszewska (inf. ustna) poszukując, sygnalizowanych wcześniej form miocenijskich, stwierdziła tylko zespół otwornic najwyższego albu–cenomanu.

Na 10 rdzeniowanych odcinkach otworu L2 w przedziale głęb. od 4221 do 4544 m obok piaskowców i łupków typu warstw inoceramowych stwierdziliśmy drobnookrucowe zlepieńce polimiktyczne z licznymi klastami czarnych ilastych łupków. Również okrucy węgla są obecne w tych skałach. Obecność klastów czarnych łupków odnotowano też w profilach otworu Ob1 w głęb. 4510–4570 m i otworu N1 poniżej głęb. 3600 m.

Wczesnokredowy i albsko-cenomański wiek części redeponowanych klastów w sukcesji OS (otwory Ch1, N1, L2, S20) jest ustalony. Okrucowce takie opisane są też z różnych powierzchniowych profili Karpat zewnętrznych. Polimiktyczne zlepieńce z okrucami czarnych łupków stwierdził Bukowy (1957) w stropie warstw inoceramowych płaszczowiny SK. O zlepieńcach i ciemno nakrapianych piaskowcach w warstwach kredowych facji inoceramowej (sukcesja SK) na południe od Tarnowa wspomina Wdowiarz (1951). Utwory tego typu występują w mastrychcie–paleocenie płaszczowiny SK między Sanem a Wiarem, gdzie określane są jako zlepieńce z Makówki i iły babickie (Kotlarczyk, 1988). Badania Gucika i Morgiel (1965a, b) wykazały hoterywki i barremski wiek czarnych łupków redeponowanych w postaci osuwisk razem z marglami cenomanu i mastrychtu do fliszowego basenu górnej części warstw inoceramowych sukcesji SK na W i SW od Przemysła.

Autorzy uznali, że charakterystyczne zlepieńce z okrucami czarnych łupków występujące na dużych odcinkach profili kredy górnej otworów Ob1, Ch1, N1 i L2 mogą stać się kluczem do powiązania jednostki OS z profilami powierzchniowymi. Przeprowadzono obserwacje wybranych profili płaszczowiny SK, zaczynając od skrajnie zachodniego bloku tej jednostki, czyli fałdów Pleśnej na SW od Tarnowa. Okazało się, że w górnej części profilu warstw inoceramowych tego obszaru występują wkładki zlepieńców polimiktycznych z licznymi okrucami czarnych łupków (potok Zadzzielanka w okolicy Janowic–Lubinki). Ten sam typ zlepieńców stwierdzono ostatnio również w stropowej części warstw inoceramowych w potoku Kosina koło Babicy na SW od Rzeszowa, w profilu opisanym przez Bukowego (1957). W klastach czarnych łupków wydobytych z tych zlepieńców, a także z nadległych iłów babickich A. Szydło (inf. ustna) stwierdził tylko paleocenijskie zespoły otwornic.

Nawiązując do wspomnianej możliwości związku sukcesji OS z sukcesją SK podkreślić trzeba podobieństwo ciemnych mułowców warstw z Obidowej (otwory Ob1 i L2) do obfitujących w egzotyki iłów babickich (Bukowy, 1957). Istnieje oczywiście różnica w stopniu diagenety. Kompleks nadległych piaskowców glaukonitowych sukcesji OS może odpowiadać piaskowcom jamneńskim sukcesji SK, a w dokładniejszym podziale — piaskowcom z Boguszówki lub piaskowcom z Kosztowej (Rajchel, 1990).

Utwory eocenu–oligocenu. W otworze Ob1 (Cieszkowski i in., 1975) pod warstwami krośnieńskimi wyróżniono warstwy z Rdzawki w głęb. 3578 (wg G i PNG raczej 3587)–4012 m. Niżej aż do głęb. 4185 m wiercono w strefie brekcji tektonicznej wzdłuż dużego uskoku (ryc. 2). Do ok. 4160 m są to zbrekcowane warstwy z Rdzawki. Po

wyjściu z tej strefy aż do 4290 m przewiercano warstwy hieroglifowe z otwornicami wczesnego eocenu–paleocenu (poziom łupków pstrych 4262–4272 m), a pod nimi warstwy z piaskowcami glaukonitowymi wczesnego paleocenu. Dolna granica warstw z Rdzawki jest więc w otworze Ob1 tektoniczna, mieszczą się one jednak wyraźnie między warstwami krośnieńskimi i hieroglifowymi. Nie stwierdzono otwornic w rdzeniach z warstw z Rdzawki, niejasna jest więc informacja o znalezionym w tych warstwach zespole form eoceńskich (Gasiński i in., 1976). Według M. Cieszkowskiego (infor. ustna) otwornice te stwierdzono w materiale okruszonym z płuczki, ich związek z warstwami z Rdzawki nie jest więc pewny.

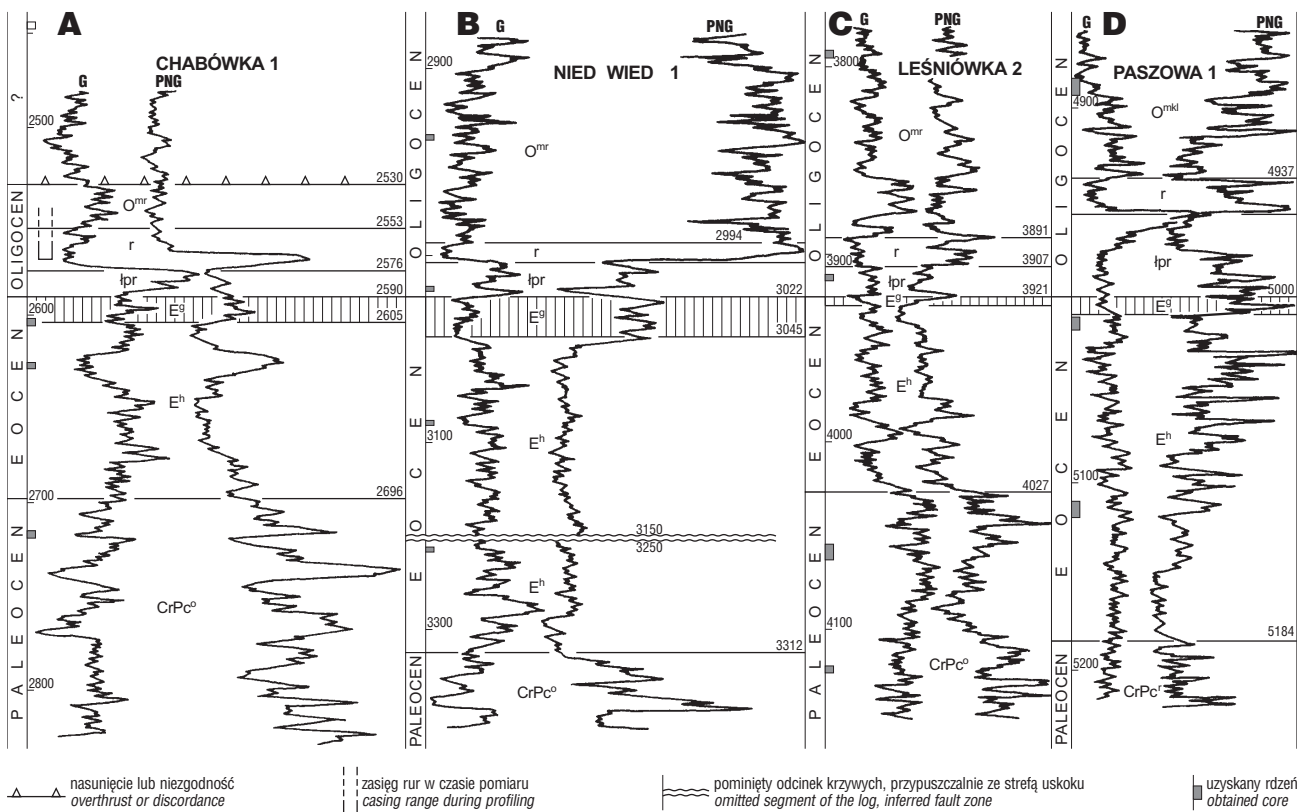
Warstwy z Rdzawki (w otworze Ob1) są to czarne i ciemnoszare piaszczyste mułowce („skalne błoto”), ciemne ilowce oraz piaskowce o różnej grubości ziarna i ławic. Część z nich jest skrzemionkowana, są obecne gniazda pirytu. Od głęb. 3600 do 3760 m, na podstawie analizy rdzeni i profilowania PNG, stwierdzono że dominują piaskowce gruboławicowe i ciemne, piaszczyste mułowce. W górze stwierdzono wkładkę ankerytu, w głęb. 3700 m laminowany wapień pelityczny (15 cm), a w rdzeniach od 3587 do 3700 m klasty łupków w mułowcach (Cieszkowski i in., 1975).

Z opisów M. Cieszkowskiego wynika podobieństwo osadów spływów mułowych i osuwisk podmorskich w warstwach z Rdzawki zaliczonych do eocenu i w warstwach z Obidowej z przełomu kredy–paleocenu. Odnoto-

wali to Jawor i Sikora (1979), wyróżnili nawet w związku z tym paleoceńską część warstw z Rdzawki.

W otworze Ch1, na podstawie analizy danych z rdzenia i krzywej PNG, stwierdzono że został przebit w głęb. 2590–2605 m poziom margli globigerynowych (ryc. 3A). Według J. Morgiel ([W:] Cieszkowski, 1979) margle te zawierają mikrofaunę najwyższego eocenu–oligocenu. Niżej, do głęb. 2655 m, w próbkach z rdzeni i materiału okruszowego występują zespoły otwornic eocenu. Natomiast, jak już wspomniano, przyjęcie eoceńskiego wieku warstw aż do 3520 m (Cieszkowski, 1985; Cieszkowski i in., 1985) nie jest w materiałach otworu Ch1 udokumentowane biostratygraficznie. Według danych z Dokumentacji.... (Pernal, 1979) nie stwierdzono tam również w obrazie litologicznym kompleksu warstw hieroglifowych i łupków pstrych, występującego w otworze Ob1 pod warstwami z Rdzawki, a nad warstwami paleocenu i kredy.

Nowe próby uzyskania danych biostratygraficznych o wieku warstw z Rdzawki nie dały efektu. W tej sytuacji podjęliśmy analizę zapisów geofizyki wiertniczej, wychodząc od stwierdzonego poziomu margli globigerynowych w otworze Ch1. Zapisy G i PNG profilu warstw powyżej tego poziomu są charakterystyczne dla podrogowcowych łupków menilitowych i poziomu skrzemionkowanych skał z rogowcami (ryc. 3A). Są analogiczne z zapisami z otworów przebijających flisz sukcesji SK o udokumentowanej obecności granicznej strefy eocenu



Ryc. 3. Korelacja utworów eocenu i dolnego oligocenu sukcesji Obidowej–Słopnic (A, B, C) i sukcesji skolskiej (D) w oparciu o zapis gamma G i neutron-gamma PNG. Skala wychyleń krzywych nie jest ujednoczona; CrPc° — warstwy z Obidowej, CrPp — warstwy z Ropianki, E^h — warstwy hieroglifowe, E^g — margle globigerynowe, tpr — warstwy podrogowcowe, r — skały skrzemionkowane i rogowce, O^{mr} — warstwy menilitowe z Rdzawki, O^{mkl} — warstwy menilitowe z piaskowcami kliwskimi

Fig. 3. Correlation of the Eocene through lower Oligocene deposits of both the Obidowa–Słopnic (A, B, C) and the Skole (D) successions derived from gamma (G) and neutron-gamma (PNG) records. Scale of impulse frequency is ununified; CrPc° — Obidowa beds, CrPp — Ropianka beds, E^h — Hieroglyphic beds, E^g — Globigerina marls, tpr — Sub-chert Menilite beds, r — siliceous rocks and cherts, O^{mr} — Menilite Rdzawka beds, O^{mkl} — Menilite beds with Kliwa sandstones

(margle globigerynowe) i oligocenu (warstwy menilitowe), np. otwór Paszowa 1 (ryc. 3D), czy Brzegi Dolne IG 1. Ponieważ zapis G i PNG w otworze Ch1 był realizowany przy częściowym zarurowaniu strefy granicznej E/OI deformującym obraz krzywych, porównaliśmy go z zapisami granicy warstw hieroglifowych i nadległych warstw z Rdzawki w otworach N1 i L2 (fig. 3B, C). Mimo braku sygnału dozoru geologicznego o przewierceniach poziomu z rogowcami, zapisy strefy granicznej E/OI są prawie identyczne z zapisem tej strefy w sukcesji SK. Ponadto w otworze N1, w głęb. 3220–3237 m, przy przewierceniach uskoków (upady do 90°) odnotowano okruszy rogowców, wapieni i margli, przypuszczalnie z granicznej strefy E/OI w zrzuconym skrzydle.

Z przedstawionej korelacji danych geofizycznych wynika, że utwory eocenu w sukcesjach OS i SK są reprezentowane przez warstwy hieroglifowe porównywalnej miąższości, znacznie mniejszej niż w sukcesji dukielskiej, a nawet śląskiej. Nadległe warstwy z Rdzawki są odpowiednikiem warstw menilitowych z piaskowcami kliwskimi sukcesji SK, reprezentują wczesny oligocen, a nie „czarny eocen”. Dodać jednak trzeba, że w otworze Ch1 w rdzeniu z głęb. 2626 m (porównaj ryc. 3A) stwierdzono łupki brunatne z zaburzonymi sedimentacyjnie beżowymi marglami i wapieniami. Według Morgiel ([W:] Cieszkowski, 1979) zawierają one środkowoeoceński zespół otwornic z *Reticulophragmium amplexans* (Grzyb.). Utwory te są wkładką wśród warstw hieroglifowych, mogą odpowiadać ciemnym ilom z Czudca i marglom z Nienadowej, wyróżnionym w środkowym eocenie sukcesji SK (Rajchel, 1990).

Utwory oligocenu–(?)wczesnego miocenu. Cieszkowski i Sikora (1976) zaliczyli do sukcesji OS w otworze Ob1 tylko część sfałdowanych warstw krośnieńskich, leżącą nad warstwami z Rdzawki. Występujące wyżej (pod płaszczowiną magurską, w głęb. 2666–3214 m) utwory fliszowe w formie obalonego fałdu (ryc. 2) uznali za jednostkę grybowską. Są to głównie warstwy krośnieńskie, lecz w skrzydle brzuszonym fałdu są obecne kompleksy utworów starszych. W głęb. 2982–3024 m jest to flisz z otwornicami paleocenu, a w głębokości 3112–3185 m warstwy hieroglifowe eocenu (Cieszkowski i in., 1975). Oba kompleksy to przypuszczalnie olistolity (ryc. 2), gdyż w warstwach krośnieńskich skrzydła grzbietowego stwierdzono w rdzeniach liczne wyraźne spływy mułowe i osuwiska podmorskie. Podobny styl fałdowań całego kompleksu warstw krośnieńskich aż do głęb. 3587 m, stawia w wątpliwość istnienie tu odrębnej płaszczowiny grybowskiej, zwłaszcza że jej dolną granicę przyjęto wśród warstw brzusznych skrzydła fałdu. Obecność olistolitów paleocenu w warstwach krośnieńskich sukcesji OS jest wyraźną analogią do wykształcenia tego wydzielenia w najbliższej na powierzchni strukturze jednostki SK, w fałdach Pleśnej (Janowice). W ich obrębie stwierdziliśmy tam olistostromę z klastami zielonych łupków eocenu.

W próbkach z rdzeni z warstw krośnieńskich otworu Ob1 nie znaleziono nanoplanktonu. Warstwy te są słabo wapieniste, podobnie jak na terenie okna tektonicznego Mszany Dolnej. Wraz z argumentami strukturalnymi świadczącymi o tożsamości jednostki OS i jednostki Mszany Dolnej. Warstwy krośnieńskie odsłaniające się w tym oknie na S od otworu N1 zawierają liczne redeponowane i pokruszone

fragmenty kokolitów. Najmłodszą stwierdzoną przez M.Garecką formą był *Discoaster* cf. *calculosus*, którego pierwsze pojawienie się podawane jest z poziomu wapienia jasielskiego (wyższa część zony NP24; Rusu i in., 1996).

Interesujących danych o wieku warstw krośnieńskich (malcowskich) w tym rejonie dostarczyły wyniki badania rdzeni z otworu NT1 (lokalizacja na ryc. 1). Na głęb. 3047–3052 m i 3108 m Smagowicz ([W:] Paul & Poprawa, 1992) w warstwach malcowskich zaliczonych do sukcesji magurskiej stwierdziła *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre. Pierwsze pojawienie się tej formy przypada na zonę nanoplanktonową NN 4 (górny otnang–najniższy baden). Warstwy malcowskie w profilu otworu są bardzo silnie złuskowane i sfałdowane. Ponieważ w otworze tym powyżej głęb. 2246 m(?) stwierdzono formy starsze (eocen–oligocen), prawdopodobne wydaje się, że głęboki mioceński flisz reprezentuje warstwy krośnieńskie jednostki położonej pod płaszczowiną magurską, czyli jednostki OS. Podobne wiekowo, a nawet młodsze utwory opisał Cieszkowski (1992, 1995) ze stanowisk występujących w tektonicznym kontakcie z pienińskim pasem skałkowym. Ich wiek nie został jednak potwierdzony badaniami dinocyst (Gedl, 1995). Pomijając postorogeniczne pokrywy, sfałdowane osady z nanoplanktonem poziomu NN 4 występują w Karpatach jedynie w najwyższej części warstw krośnieńskich jednostki SK (Garecka & Malata, 2001).

W profilu otworu Ch1 (ryc. 2) przyjęto płaszczowinę magurską do głęb. 1920 m, a jednostkę grybowską do 2500 m. Niżej, w stropowej części jednostki OS, wyróżniono serię menilitowo-krośnieńską lub warstwy cergowskie (Sikora, 1980; Cieszkowski i in., 1985). Bliższa analiza danych z tego otworu budzi wątpliwości w słuszność tego rozwiązania.

Obraz ponad stropem przypuszczalnych warstw menilitowych (2530 m) jest niejasny. W rdzeniu z głęb. 2443,6–2448,0 m jeden z autorów (K.Ż.) stwierdził mułowce ze słabo otoczonymi blokami stektonizowanych piaskowców glaukonitowych z żyłami kalcytu i kawernami z kryształami kwarcu. Robi to wrażenie posttektonicznej molasy z dachówkowym ułożeniem materiału o kącie upadu 40°. Ma to cechy dupleksów opisanych przez Mastellę (1988) ze strefy kontaktu płaszczowiny magurskiej z fliszem okna Mszany Dolnej.

W próbkach z tego rdzenia Morgiel ([W:] Cieszkowski, 1979) stwierdziła mieszany zespół otwornic senońskich i paleoceńskich. W próbkach okruszowych pobieranych przy przewierceniach odcinka 2445–2570 m były obecne wymieszane zespoły otwornic senonu–późnego eocenu. Wskazuje to na przewiercanie stektonizowanej molasy, sięgającej według PG do głęb. 2530 m, której okruszy były obecne w płuczce przy wierceniu do 2570 m. Przy przewierceniach odcinka 2480–2485 m w próbkach okruszowych pojawiły się łupki czerwone. Wyżej w rdzeniu z głęb. 2302,2–2305,3 m stwierdzono zbrekcjonowane czarne i zielone łupki ilaste, a w głęb. 2185 m w materiale okruszowym otwornic paleocenu i (?)eocenu. W dostępnym dziś materiale brak danych potwierdzających obecność warstw krośnieńskich jednostki grybowskiej w głęb. 1900–2185 m otworu Ch1, być może są tu obecne warstwy inoceramowe sukcesji magurskiej. Nie jest jasne, jak wysoko sięgają molasowe utwory stwierdzone w przedziale 2443–2530 m

i czy znajdują się one pod utworami jednostki grybowskiej czy magurskiej.

Nie ma wątpliwości, że stropowa część jednostki OS w otworach Ob1 i Ch1 wygląda zupełnie inaczej, a obecność jednostki grybowskiej pod płaszczowiną magurską jest tu wątpliwa. Jeśli przedstawiona korelacja profili obu otworów (ryc. 2, 3) jest słuszna, warstwy z Rdzawki są warstwami menilitowymi z piaskowcami kliwskimi sukcesji skolskiej z wczesnego oligocenu. W otworze Ob1 mają miąższość ok. 600 m i nadkład warstw krośnieńskich, w otworze Ch1 są ścięte erozyjnie lub tektonicznie, zachowana jest tylko ich najniższa część.

Wnioski

Jednostka OS ma wyraźne cechy jednostki SK i stanowi przypuszczalnie jej przedłużenie. Od fałdów Pleśnej koło Tarnowa główna masa jednostki SK zanurza się pod flisz jednostek śląskiej i podśląskiej, jej utwory pojawiają się sporadycznie sfałdowane z jednostką podśląską aż po rejon Wadowic (ryc. 1). Nie stwierdzono jej w otworach I1, Cz1, i Zak1. Nawiercona została pod jednostką śląską w otworze Siek1 i kontynuuje się ku WSW, opisywana jako jednostka OS, subparalelnie do osi ujemnej anomalii gravimetrycznej. Zbliża się skośnie pod płaszczowiną magurską do pienińskiego pasa skałkowego. Paleogeograficznie reprezentuje osady strefy basenu bardziej zewnętrznej niż strefa osadów sukcesji podśląskiej. Dyskutowana w pracy możliwość związku fliszu jednostek OS i SK, wywołuje jednak pytanie o strefę korzeniową jednostek śląskiej i podśląskiej, a także o pozycję jednostki przedmagurskiej południowej (Burtan i in., 1978).

Literatura

- BUKOWY S. 1957 — Sedymentacja babickich warstw egzotykowych w Karpatach przemyskich. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 26: 147–155.
- BURTAN J., CIESZKOWSKI M., MASTELLA L. & PAUL Z. 1992 — Okno tektoniczne Mszany Dolnej. [W:] W. Zuchiewicz, N. Oszczytko (red.), *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki*: 76–88.
- BURTAN J., PAUL Z. & WATYCHA L. 1978 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Mszana Górna. Mapa i objaśnienia. *Inst. Geol.*
- CIESZKOWSKI M. 1979 — Sprawozdanie naukowe z prac wykonanych przez Instytut Geologiczny na otworze Chabówka 1. *Arch. OK Państw. Inst. Geol. Kraków.*
- CIESZKOWSKI M. 1985 — Stop 21: Obidowa. [In:] K. Birkenmajer (ed.), *Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). Guide to Excursion 2. Carp. Balk. Geol. Ass., 13-th Congress*: 48–54, Cracow.
- CIESZKOWSKI M. 1992 — Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysch Carpathians (south Poland). *Geol. Carp.*, 43: 339–346.
- CIESZKOWSKI M. 1995 — Utwory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *Kwart. Geol., AGH*, 21: 153–168.

- CIESZKOWSKI M., ĐURKOVIĆ T., JAWOR E., KORÁB T. & SIKORA W. 1981a — A new tectonic unit in the Polish and Slovak Carpathian Flysch. *Abstracts, Carp. Balk. Geol. Ass., 12-th Congress*: 118–120. Bucharest.
- CIESZKOWSKI M., ĐURKOVIĆ T., JAWOR E., KORÁB T. & SIKORA W. 1981b — Geological interpretation of the Obidowa–Słopnice tectonic unit in the Polish and Slovak Flysch Carpathians. *Abstracts, Carp. Balk. Geol. Ass., 12-th Congress*: 372–372. Bucharest.
- CIESZKOWSKI M., SIKORA W. i in., 1975 — Dokumentacja wyników otworu badawczego Obidowa IG-1. *Arch. OK PIG Kraków.*
- CIESZKOWSKI M. & SIKORA W. 1976 — Geologiczne wyniki otworu Obidowa IG-1 (polskie Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, 20: 441–442.
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 6: 313–333.
- ĐURKOVIĆ T., KORÁB T., RUDINEC R. i in., 1982 — Hlbokv Ťruktúrny vrt Zboj-1. *Reg. Geol. Zapadnych Karpat*, 16: 1–76. Bratislava.
- GARECKA M. & MALATA T. 2001 (w druku) — Nanoplankton wapienny serii menilitowo-krośnieńskiej (rejon na północ od Leska). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*
- GASIŃSKI M.A., LISZKOWA J. & MORGIEŁOWA J. 1976 — Wyniki badań mikrofauny z otworu wiertniczego Obidowa IG 1. *Kwart. Geol.*, 20: 443.
- GEDŁ P. 1995 — Wiek osadów z Rogoźnika (płaszczowina magurska, Karpaty fliszowe) na podstawie cyst Dinoflagellata. *Prz. Geol.*, 43: 1030–1034.
- GUCIK S. & MORGIEL J. 1965a — Występowanie utworów dolnokredowych w poziomie margli bakulitowych w Tuligłowach. *Kwart. Geol.*, 9: 445–446.
- GUCIK S. & MORGIEL J. 1965b — Les dépôts du Crétacé inférieur et supérieur dans le Maestrichtien de l'unité de „Skibas“ des Karpates Polonaises. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congr. Reports, part II*, v. 2: 73–76. Sofia.
- JAWOR E. & SIKORA W. 1979 — Jednostka Obidowej–Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.*, 23: 499–501.
- KORÁB T. & ĐURKOVIĆ T. 1978 — Geologia dukelskiej jednotky (flyš východného Slovenska). *GÚDŠ. Bratislava.*
- KOTLARCYK J. 1988 — Geologia Karpat Przemyskich — „szkic do portretu”. *Prz. Geol.*, 36: 325–333.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty zewnętrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 53–173.
- MORGIEL J. 1969 — Mikrofauna fliszu jednostki skolskiej w otworze Babica IG 1. *Arch. OK PIG Kraków.*
- PAUL Z. & POPRAWA D. 1992 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w strefie przypienińskiej w świetle wyników badań uzyskanych z wiercenia Nowy Targ PIG 1. *Prz. Geol.*, 40: 404–409.
- PERNAL J. 1979 — Dokumentacja wyników otworu badawczego Chabówka 1. *Arch. OK Państw. Inst. Geol. Kraków.*
- PERNAL J. 1983 — Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Niedźwiedz 1. *Arch. Ośr. BG Geonafta Kraków.*
- PIENIAŻEK J. & JAWOR W. 1993 — Dokumentacja geologiczna otworu poszukiwawczego Leśniówka 2. *Arch. Ośr. BG Geonafta Kraków.*
- POŁTOWICZ S. 1985 — Jednostka grybowska na południe od Limanowej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 77–104.
- RAJCHEL J. 1990 — Litostratygrafia osadów górnego paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 48: 1–113.
- RUSU A., POPESCU G. & MELINTE M. 1996 — Field Symposium: Oligocene–Miocene transition and main geological events in Romania. A. Excursion Guide. *Institutul Geologic al României. București.*
- SIKORA W. 1980 — Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane. *Inst. Geol.*
- ŚLĄCZKA A. 1971 — Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 63: 1–97.
- WDOIARZ J. 1951 — Geologia Karpat i Przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7: 217–255.
- ŻYTKO K. 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 135–164.