

Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem

Kazimierz Żytko*

Structural units of the Outer Carpathians between the Sola and Dunajec Rivers (southern Poland). *Prz. Geol.*, 49: 703–709.

Summary. The Cretaceous–lower Miocene flysch of the Skole unit reaches the margin of the Carpathians near Brzesko. The upper part of this unit appears again near Wadowice where was described as the “outer flysch”. In the Sub-Silesian unit, the Węglówka succession and the outer-more Frydek succession were identified. The latter reveals some common features with the Skole succession. Moreover, the Obidowa–Słopnice unit (OS), i.e. the Mszana Dolna unit, shows features of the Skole unit — thus forming its extension. The OS unit obliquely reaches the Pieniny Klippen Belt (PKB) and seems to have conjecturally been identified in the borehole NT1 profile and in the Peri-Pieninian zone (Figs. 1, 2). The Stronie tectonic zone of the Silesian unit (recognized under the Magura unit) shows a reduced tectonic profile. These are mainly Lower Cretaceous and Oligocene deposits. The Grybów unit is a part of the Dukla succession reduced to Senonian and Oligocene or to Eocene and Oligocene flysch. The OS unit and the axial zone of the Carpathian gravity low are oblique to the sub-units of the Magura nappe, the PKB and also to the Inner Carpathians. The intra-formatonal sole thrust (base of the Silesian and Dukla units, and PKB deposits) and the younger thrust (base of the Grybów and the Magura units, tectonic reduction of the Stronie zone and the Grybów unit) were identified.

Key words: Outer Carpathians, nappes, the Mszana Dolna tectonic window, sole thrust, out-of-sequence thrust

Budowa obszaru Karpat między Sołą a Dunajcem jest przedstawiona na przeglądowych mapach geologicznych 1 : 200 000 (ark. Bielsko Biała — Golonka i in., 1979; ark. Nowy Sącz — Burtan i in., 1981). Szczegóły budowy geologicznej tego obszaru zawdzięczamy głównie J. Burtan i M. Książkiewiczowi. Obszar ten budzi zainteresowanie zwłaszcza od czasu realizacji tutaj głębokich otworów badawczych (ryc. 1). Przekrój Karpat wzdłuż linii Kraków–Zakopane, oparty na materiałach wielu autorów map geologicznych i profili głębokich otworów, został opublikowany przez Sikorę (1980), a następnie był prezentowany w czasie 13 Kongresu Karpacko-Bałkańskiej Geologicznej Asocjacji (Birkenmajer, 1985). Budowie południowej części tego obszaru był poświęcony również 57 Zjazd PTG w Pieninach (Birkenmajer & Poprawa, 1986), a w znacznym stopniu również 63 Zjazd PTG w Koninkach (Zuchiewicz & Oszczytko, 1992). Ewolucję budowy Karpat Zachodnich przedstawił Birkenmajer (1986).

W wymienionych pracach główne rysy budowy tego obszaru Karpat są przedstawione podobnie. Na rozpoznanych kilku otworami aż po rejon Zawojski–Tokarni utworach prekambriu, paleozoiku, jury, a lokalnie również kredy górnej, tworzących platformę podłoża leżą autochtoniczne utwory miocenu (głównie baden), stanowiące przedłużenie sukcesji zapadliska przedkarpackiego. Na tę pokrywę są nasunięte płaszczowiny Karpat fliszowych. Zaczynając od północy są wyróżniane jednostki podśląska, śląska, grupa przedmagurska (jednostka Obidowej–Słopnic czyli Mszana Dolna i jednostka grybowska) oraz grupa magurska składająca się z kilku podjednostek. Na południu znajduje się pieniński pas skałkowy, a dalej Karpaty wewnętrzne (Sikora, 1980; Birkenmajer, 1985). Przy północnej granicy Karpat występują fałdy Wieliczki–Bochni, zbudowane z utworów środkowego miocenu i nasunięte wraz z płaszczowinami fliszowymi na autochtoniczne osady miocenu zapadliska.

W przedstawionym zestawie płaszczowin na południe od Krakowa brak jednostki skolskiej. Znika ona z powierzchni przy brzegu Karpat koło Brzeska.

W obecnej pracy jest rozwinięta koncepcja Żytki i Malaty (2001), zgodnie z którą zachodnim przedłużeniem płaszczowiny skolskiej jest przede wszystkim flisz jednost-

ki Obidowej–Słopnic, a częściowo także flisz „zewnętrzny” rejonu Wadowic. Przedstawione są konsekwencje takiego modelu dla układu płaszczowin znajdujących się między Sołą a Dunajcem. Praca ma charakter dyskusyjny, oparta jest w znacznym stopniu na danych z profili otworów wiertniczych przy braku precyzyjnych profili sejsmicznych.

Jednostka podśląska-frydecka i podśląska-węglowiecka a jednostka skolska

Między Sołą a Dunajcem płaszczowina podśląska ukazuje się na powierzchni w dwóch nieciągłych pasach (Książkiewicz, 1972). Pas północny znajduje się przy brzegu płaszczowiny śląskiej, pas południowy zaczyna się koło Wadowic i jako strefa okien tektonicznych kontynuuje się przez rejon Myślenic, Wiśniowej po Iwkową. Pas ten określany jest jako strefa lanckorońsko-żegocińska. Jest ona wysunięta ku północy w stosunku do związanego z tą strefą żywieckiego okna tektonicznego. Na wschód od Brzeska płaszczowina podśląska pasa północnego nasunięta jest na utwory płaszczowiny skolskiej fałdów Pleśnej, w rejonie Wadowic na flisz „zewnętrzny” uznany za przedłużenie sukcesji skolskiej (Poprawa & Nemčok, 1988–1989, tab. I, III).

Płaszczowina skolska, skrajnie zewnętrzna jednostka Karpat polskich, jest znana z pełnego rozwoju kredowo-wczesnomiocenijskiego fliszu w fałdach Pleśnej na południe od Brzeska–Tarnowa. Jednostka ta zanurza się ku południowi pod płaszczowiny podśląska i śląską, wyklinowuje się jednak strukturalnie w podłożu tych płaszczowin. Nie stwierdzono utworów sukcesji skolskiej w otworach koło Łątky na południku Bochni (Jawor i in., 1972) i dalej ku wschodowi aż po okolice Zakliczyna i Tuchowa (np. otwory Iwkowa 1, Czchów 1, Złota 2, Zakliczyn1, Brzozowa 1, Garbek 1, Kowalowy 1). Koszarski (1985) przeprowadził analizę budowy i zmian facjalnych płaszczowiny skolskiej w okolicy Szczepanowic–Tarnowa i przyjął, że blok fałdów Pleśnej kończy się przedbadeńskim uskokiem o kierunku SW–NE znajdującym się na zachód od doliny Dunajca.

W kredowo-paleogeńskim fliszu jednostki podśląskiej zaznacza się duże zróżnicowanie litofacjalne (Książkiewicz, 1972). Ważne znaczenie mają profile, w których nad czarnymi łupkami spaskimi dolnej kredy i zielonymi łupkami cenomanu–turonu leżą krzemionkowe margle żegocińskie (turon) i szare margle frydeckie (senon) często

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

z egzotykami. Profil ten stał się podstawą uznania sukcesji frydeckiej za przedłużenie sukcesji skolskiej (Badakowa i in., 1973). Wskazują na to również występujące w części profilu jednostki podśląskiej warstwy z Piszowic, z Szydłowca, z Gorzenia, Rajbrotu i Rybia o cechach litofacji warstw inoceramowych (Koszarski, 1985; Balcer & Koszarski, 1992).

Utwory sukcesji frydeckiej są sfałdowane z utworami bardziej wewnętrznej sukcesji węglowieckiej, obejmującej piaszczysty flisz dolnej kredy, łupki i margle pstry kredy górnej–eocenu a sporadycznie warstwy menilitowe i krośnieńskie oligocenu. Profil kredy dolnej tej sukcesji jest podobny litofacyjnie do profilu sukcesji śląskiej, z różnicą wymienić trzeba obecność warstw geozowych albu–cenomanu w sukcesji węglowieckiej. Do tej sukcesji należą bloki swoistej jury i kredy, tkwiące w tufowo–łupkowej olistostromie wśród pstrych łupków paleocenu w Bachowicach koło Wadowic (Książkiewicz, 1951).

Wspólne sfałdowanie utworów sukcesji węglowieckiej i frydeckiej, widoczne w oknach tektonicznych strefy lancorońsko–żegocińskiej i Żywca, wskazuje na bliskość obszarów depozycji obu sukcesji. Zazębianie się margli pstrych i szarych margli frydeckich jest znane z profilu łuski Woźnik a także z okolic Żegociny.

Lewoprzesuwczy, uskokowy, wschodni odcinek strefy lancorońsko–żegocińskiej znajduje się na przedłużeniu wspomnianej młodej dyslokacji o kierunku SW–NE kończącej ku zachodowi płaszczowinę skolską bloku fałdów Pleśnej (Burtan i in., 1981). Tektoniczne zbliżenie w tej strefie utworów sukcesji frydeckiej, węglowieckiej i kompleksów senońskiego fliszu litofacji inoceramowej musi być brane pod uwagę.

Flisz „zewnątrzny” rejonu Wadowic a jednostka skolska

Skalki andrychowskie, miocen Roczyn i Pilzna. Paleogeneńsko–wczesnomioceni flisz „zewnątrzny”, zaliczany poprzednio do jednostki podśląskiej (Książkiewicz, 1972; Golonka i in., 1979), pojawia się w wystąpieniach przy brzegu Karpat między Andrychowem a Radziszowem. Flisz ten jest nasunięty na autochtoniczne utwory badenu, a jest przykryty utworami sukcesji podśląskiej i śląskiej. Flisz „zewnątrzny” uznano za odosobnione przedłużenie płaszczowiny skolskiej (Koszarski, 1985; Poprawa & Nemčok, 1988–1989, tabl. I, III) z uwagi na obecność piaszczystego fliszu w eocenie środkowym (warstwy z Przybradzka i piaskowce „ciężkowickie”) oraz gruboławicowe piaskowce typu kliwskiego w warstwach menilitowych oligocenu (Książkiewicz, 1951). Wskazuje na to również wczesnomioceni wiek warstw krośnieńskich, udokumentowany korelacyjnym poziomem tufitów z Radziszowem (Koszarski, 1985; Wieser, 1985) i Roczyn (Nowak, 1966) znanym także z sukcesji skolskiej.

Skałki andrychowskie, w profilach których wyróżniane są granitognejsy, mylonity, wapienie jury, margle kredy i wapienie paleogenu, są wielkimi olistolitami (Koszarski, 1985; Poprawa & Nemčok, 1988–1989). Na zachodnim przedłużeniu fliszu „zewnątrzny”, między Sołą a Andrychowem (w strefie długości ok. 10 km) w profilu warstw krośnieńskich znajduje się rozległa olistostroma, do której należą skałki andrychowskie (Koszarski, 1992). Wychodząc z wczesnomioceni wieku tej olistostromy i zawierających ją warstw L. Koszarski przyjął, że utwory te

należą do fliszu „zewnątrzny” czyli do sukcesji skolskiej.

Wójcik i in. (1999) opisali skład tej olistostromy z profilu potoku Domaczka wskazując, że zawiera ona głównie materiał karpacki pochodzący z sukcesji podśląskiej oraz śląskiej. Interpretując mapę geologiczną Nowaka (1966) autorzy przyjęli, że olistostroma Domaczki ukazuje się w oknie tektonicznym spod jednostek podśląskiej i śląskiej. Na przedpolu tych jednostek w rejonie Roczyn–Andrychowa wyróżnili obszar sfałdowanych osadów badenu, sarmatu i panonu z olistolitami fliszu. Osady te łącznie z olistostromą Domaczki zaliczyli do odrębnej jednostki sfałdowanego miocenu Roczyny–Andrychów, ciągnącej się przy brzegu Karpat aż po Cieszyn (Wójcik i in., 1999). Wydaje się jednak, że interpretacja Koszarskiego (1992) wiążąca skałki andrychowskie z olistostromą Domaczki osadzoną we wczesnomioceni, fliszowym rowie sukcesji skolskiej ma wystarczające podstawy. Natomiast sfałdowany środkowy i górny miocen rejonu Roczyn może, zawierając olistolity, leżeć niezgodnie na brzegu uformowanych jednostek fliszowych, podobnie jak na NW od Wadowic (Nowak, 1966), oraz w „zatokach” Pilzna i Rzeszowa (Połtowicz, 1974; Koszarski, 1985; Poprawa & Nemčok, 1988–1989, tabl. I).

Jest możliwe, że flisz „zewnątrzny” rejonu Andrychowa–Radziszowa jest to oderwana górna część profilu sukcesji frydeckiej lub fliszu łuski Szydłowca (Balcer, Koszarski, 1992), zepchnięta ku północy u czoła jednostek podśląskiej i śląskiej. Flisz ten może więc stanowić część profilu typowej sukcesji skolskiej. Powstaje pytanie o obecną pozycję głównej masy płaszczowiny skolskiej na zachód od bloku fałdów Pleśnej.

Jednostka Obidowej–Słopnic (OS) a jednostka skolska.

Między południkami Krakowa i Bochni, w podłożu płaszczowiny magurskiej wyróżniono fliszową jednostkę Obidowej–Słopnic (Jawor & Sikora, 1979; Sikora, 1980). Kredowo–paleogeneński flisz tej jednostki uznano za przedłużenie sukcesji dukielskiej (Cieszkowski i in., 1985). Rozpoznane wierceniami utwory zaliczone do jednostki OS znajdują się w pasie o długości ok. 40 km i rozciągłości WSW–ENE między Nowym Targiem a Limanową (ryc. 1).

Prowadzona ostatnio analiza tych utworów w profilach kilku otworów (m.in. Obidowa IG1 (Ob1); Chabówka 1 (Ch1); Niedźwiedz 1 (N1) i Leśniówka 2 (L2)) doprowadziła do wniosku, że jednostka ta jest przedłużeniem płaszczowiny skolskiej (Żyto & Malata, 2001). Stwierdzono wiele cech wspólnych z utworami sukcesji tej płaszczowiny. Rozpoznana część profilu jednostki OS obejmuje ok. 2000 m warstw ropianieckich senonu–paleocenu, w tym kompleks ok. 600 m wczesnosenońskiego fliszu z udziałem piaskowców gruboławicowych (otwór Ch1). Paleoceni część profilu o miąższości 250–300 m, określana jako warstwy z Obidowej, zawiera wkładki czarnych mułowców z egzotykami (iły babickie), a w stropie kompleks gruboławicowych piaskowców glaukonitowych. W warstwach tych występują klasty margli senonu facji epiplatformowej. Natomiast na znacznych odcinkach profili utworów kredy górnej we wszystkich otworach stwierdzono charakterystyczne polimiktyczne zlepnie z klastami czarnych łupków (zlepnie z Makówki). Badania wykazały, że przynajmniej częściowo są to okruchy łupków kredy dolnej.

Książkiewicz (1951) wspomina obecność klastów ciemnych łupków ilastych w piaskowcach z Szydłowca (mastycht) i wkładek piaskowców glaukonitowych w nadległych warstwach z Gorzenia. Cechy te są więc obecne

również w warstwach łuski Szydłowca w okolicach Wadowic, zaliczanej ostatnio do jednostki skolskiej.

Udokumentowane biostratygraficznie utwory eocenu sukcesji OS, rozwinięte w facji warstw hieroglifyowych, mają miąższość ok. 100 m; wyjątkowo w profilu N1 ok. 200 m. Margle globigerynowe najwyższego eocenu stwierdzono w otworze Ch1. Zapis gamma i neutron-gamma kompleksu ciemnego, piaszczystego fliszu warstw z Rdzawki o zmiennej miąższości 170–500 m wskazuje, że odpowiadają one wczesnooligoceniowym warstwom menilitowym sukcesji skolskiej, a nie są „czarnym eocenem”.

Ponad warstwami z Rdzawki w otworach Ob1, N1, L2 występują sfałdowane utwory litofacji krośnieńskiej, ich obecność w otworze Ch1 jest dyskusyjna (Żyto & Malata, 2001). Niższą część tych utworów uznano początkowo za łupkową odmianę warstw cergowskich wczesnego oligocenu sukcesji OS, część zaliczono do jednostki grybowskiej jako „serię menilitowo-krośnieńską” oligocenu (Sikora, 1980; Cieszkowski i in., 1985). Występują wśród niej pakiety starszego fliszu. Żyto i Malata (2001) uznali te pakiety za olistolity wśród warstw krośnieńskich.

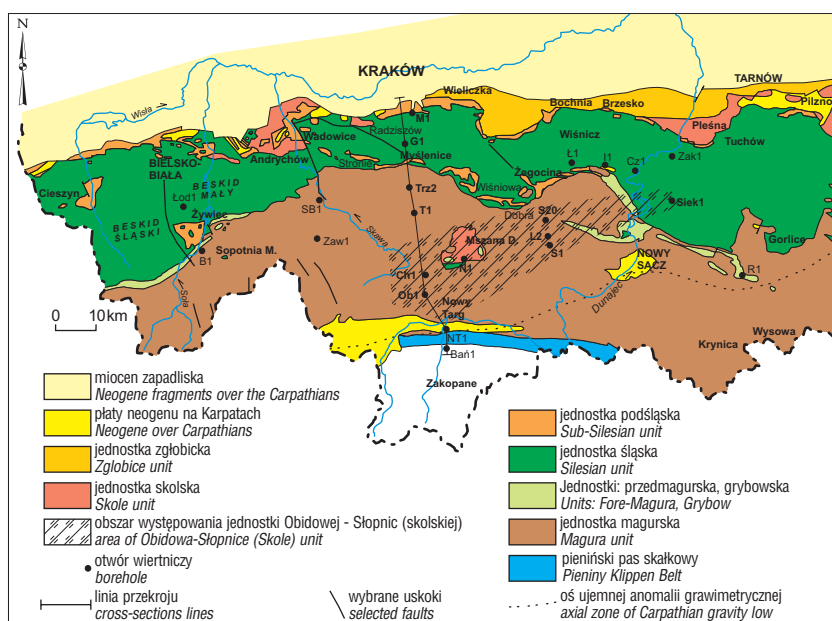
W profilu otworu Zawoja 1, w zaliczonej do dolnego miocenu formacji z Suchej, występują olistolity czarnych niewapniastych łupków aptu-późnego albu, podobnych do łupków spaskich sukcesji skolskiej (Oszczypko, 1997). Otwór ten jest wysunięty ku zachodowi w stosunku do obszaru występowania jednostki OS (ryc. 1). Wschodni zasięg utworów tej jednostki wyznacza otwór Siekierzyna IG1 (ryc. 1), w którym na głęb. 4674,0–4800,9 m przewiercono zaburzone utwory kredy-paleogenu sukcesji skolskiej (Olszewska, 1973). Otwór ten znajduje się na południe od wspomnianej strefy Czchów-Zakliczyn-Tuchów, gdzie brak utworów tej sukcesji.

Jednostka Obidowej-Słopnic a jednostka Mszany Dolnej i mioceni flisz okolic Nowego Targu. W tektonicznym oknie Mszany Dolnej wyróżniono jednostkę przedmagurską północną, nazywaną też jednostką Mszany Dolnej, oraz jednostkę przedmagurską południową określaną jako jednostka grybowska (Burtan, 1978; Burtan i in., 1978; Mastella, 1988). L. Mastella stwierdził regionalne, równoleżnikowe fałdy w warstwach krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej. Fałdy te są nachylone lub obalone na północ. Podobnie są sfałdowane warstwy krośnieńskie

w profilach otworów Ob1 i N1. Jednostka OS ukazuje się więc na powierzchni jako jednostka Mszany Dolnej (Cieszkowski i in., 1985; Burtan i in., 1992). Zaznacza się wpływ nasunięć jednostki grybowskiej, a zwłaszcza magurskiej na powstanie fałdów jednostki Mszany Dolnej w jej górnym kompleksie (Mastella, 1988), nie stwierdzono natomiast drugorzędowego sfałdowania potężnego kompleksu paleocenu-kredy (otwory Ob1, Ch1, N1). Z intensywnego sfałdowania nadległych utworów oligocenu wynika możliwość istnienia płaszczyzny ścięcia między obu kompleksami. Proponowany model dupleksu fliszowego w podłożu płaszczyzny magurskiej tego rejonu (Nemčok i in., 2000) jest prawdopodobny. Do tego systemu należy stromy uskok, którego strefę przewiercono w otworze Ob1 (ryc. 2) w głęb. 4000–4180 m (Żyto & Malata, 2001) i jego przypuszczalne przedłużenie ku NE, spotkane w otworze N1 na głęb. 3220–3300 m. Byłby to jeden z seryjnych uskoków dupleksu, którego ścięcie spągowe biegnie wśród utworów kredy sukcesji OS. Stropowa, sfałdowana część tej sukcesji jest dostępna badaniom na powierzchni jako jednostka Mszany Dolnej.

Fliszowe utwory kredy dolnej (otwór N1) i górnej (otwory N1, L2) oraz paleocenu-eocenu (otwory Ob1, N1, L2) są obecne wśród warstw krośnieńskich górnego kompleksu sukcesji OS. Część z nich jest olistolitami, część z uwagi na znaczną miąższość (otwory N1, L2) może mieć tektoniczną genezę. Podjęto obecnie próbę określenia macierzystej sukcesji olistolitów. W rdzeniu z głęb. 2002 m z otworu Poręba Wielka IG1, zlokalizowanego 2 km na W od otworu N1, stwierdzono górnokredowy zlepniac z klastami czarnych łupków, podobny do wspomnianych z profili sukcesji OS. Pakiety warstw hieroglifyowych wśród warstw krośnieńskich (w otworze Ob1) interpretowane jako olistolity (Żyto & Malata, 2001) są podobne do utworów eocenu sukcesji OS z niższej części profilu tego otworu. Dane te wskazują na sfałdowanie utworów sukcesji OS i powstanie osuwisk i ześlizgów podmorskich z wydzwigniętych dupleksowo starszych części profilu. Taki właśnie mechanizm syntektonicznej erozji i oligoceniowej depozycji przyjęli Nemčok i in. (2000).

W analizowanym młodym kompleksie sukcesji istnieją też olistolity lub ześlizgi warstw nieznanne z jej profilu. W rdzeniach z otworu N1 autor obserwował łupki pstre eoce-



Ryc. 1. Mapa jednostek strukturalnych Karpat zewnętrznych. Otwory wiertnicze (boreholes): Bań1 — Bańska IG1, B1 — Bystra IG1, Ch1 — Chabówka 1, Cz1 — Czchów 1, G1 — Głogoczów 1, I1 — Iwkowa 1, L2 — Leśniówka 2, Ł1 — Łakta 1, Łod1 — Łodygowice IG1, N1 — Niedźwiedz 1, NT1 — Nowy Targ PIG1, Ob1 — Obidowa IG1, R1 — Ropa 1, S1 — Słopnice 1, S20 — Słopnice 20, Siek1 — Siekierzyna IG1, SB1 — Sucha IG1, T1 — Tokarnia 1, Trz 2 — Trzebrunia 2, Zak1 — Zakliczyn 1, Zaw1 — Zawoja 1

Fig. 1. Map of structural units of outer Carpathians

nu (głęb. 2022 m) i warstwy kredy dolnej — typ lgocki (2518 m) z przerostami mulastego materiału (?matriks) litofacji krośnieńskiej. Warstwy te mogą pochodzić z sukcesji śląskiej, nie stwierdzono natomiast wyraźnego materiału z sukcesji podśląskiej.

Sygnalizowany jest wyraźnie młodszy wiek warstw krośnieńskich sukcesji skolskiej (zony nanoplanktonowe NP24–NN4) niż najmłodszych osadów sukcesji bardziej wewnętrznych, w których nie stwierdzono zony NN4 (Garecka & Malata, 2001). Wychodząc z tego faktu Żytko i Malata (2001) wskazali, że stektonizowany flisz zony NN4 (górną ottang–najniższy baden) stwierdzony w profilu otworu Nowy Targ PIG1 w przedziale głęb. 3047–3108 m (Paul & Poprawa, 1992) może należeć do sukcesji OS przykrytej fliszem płaszczowiny magurskiej (ryc. 2). Wczesno- i środkowomioceni flisz i molasy, ustawione stromo, opisał Cieszkowski (1992a, 1995) z odsłonięć występujących w tektonicznym kontakcie z pienińskim pasem skałkowym w rejonie Nowego Targu. Zaliczył je do sukcesji magurskiej. Można jednak przyjąć, że są to najmłodsze utwory jednostki OS (skolskiej) wydźwignięte na powierzchnię przez horst pienińskiego pasa skałkowego.

Odkryte w Roczynach koło Wadowic (Wójcik i in., 1999) wspomniane wyżej utwory badenu–sarmatu–panonu leżą przy brzegu lub nawet na płacie skolskiego fliszu „zewnętrznego” (ryc. 1). Utwory te razem z osadami płata mogły być zachodnim przedłużeniem miocenijskich utworów perypienińskich rejonu Nowego Targu, zepchniętym u czoła płaszczowiny śląskiej i podśląskiej na obszar zapadliska. Powstanie słodkowodnego basenu Orawy–Nowego Targu w późnym miocenie mogło być adaptacją powierzchni do nowego układu fliszowego podłoża.

Wspomniana wyżej olistostroma Andrychowa–Domadzki, olistostromy i olistolity znane z warstw krośnieńskich sukcesji skolskiej fałdów Pleśnej (Żytko & Malata, 2001) i depresji Strzyżowa (Jasionowicz & Szymakowska, 1963) oraz sukcesji Obidowej–Słopnic mogą być przedłużeniem formacji Worotyszczę lub strefy wczesnomiocenijskiego dzikiego fliszu Slon Karpat Wschodnich. Sygnalizowano już obecność tej strefy w płaszczynie skolskiej (Żytko, 1999a).

Jednostka śląska, problem strefy Stroń. W budowie zachodniej części płaszczowiny śląskiej dominują osady kredy–paleocenu. Na wschód od Dunajca, w profilu tej jednostki wzrasta udział warstw krośnieńskich oligocenu–wczesnego miocenu. Na regionalne, podłużne zmiany litofacjalne i miąższościowe sukcesji śląskiej są nałożone wyraźne różnice strukturalne. Na wschód od linii Mszana Dolna–Tarnów (ryc. 1) jest widoczny fałdowy styl budowy płaszczowiny. Są to subparalelne fałdy i łuski, a wchodniokarpacki kierunek NW–SE jest dominujący. Na zachód od linii Mszana Dolna–Tarnów w budowie płaszczowiny śląskiej są widoczne płaskie nasunięcia, od dawna wiązane z płytszym zaleganiem sztywnego podłoża i wpływem mas magurskich wysuniętych w stronę przedpoła (Książkiewicz, 1951). Idąc od zachodu są wyróżnione bloki Beskidów Śląskiego i Małego rozdzielone uskokiem brzeźnym na południku Bielska. Między Skawą a Dunajcem występują cienkie płyty Pogórza Lanckorońskiego (podjednostka śląska górna), Radziszowskiego (podjednostka dolna) i Wiśnickiego (ryc. 1). Płyty te są spękane, mają słabo zaznaczoną budowę fałdową (Książkiewicz, 1951, 1972).

Między Cieszynem a Bielskiem w płaszczynie śląskiej wyróżnia się drugorzędnie sfałdowaną jednostkę cieszyńską zbudowaną z utworów tytonu i kredy dolnej oraz nad-

ległą jednostkę godulską zbudowaną z piaszczystego fliszu wyższej części profilu sukcesji śląskiej. Wyodrębnienie tych elementów jest związane z różną plastycznością i dysharmonijnym sfałdowaniem obu części profilu, a także dużym wzrostem miąższości warstw godulskich ku zachodowi, począwszy od bloku Beskidu Małego (Słomka, 1995). Wątpliwości budzi wyróżnianie jednostki cieszyńskiej na południe od tego bloku, w obrzeżeniu okna Żywca.

Od rejonu Wadowic w kierunku ESE przez Myślenice–Skrzydlną–Wilkowisko, a po skręcie ku ENE dalej przez Żegocinę po Iwkową istnieje wspomniany już pas okien tektonicznych. Spod płaszczowiny śląskiej ukazują się w nich utwory jednostek bardziej zewnętrznych: podśląskiej (frydeckiej, węglowieckiej) oraz strzępy skolskiej. Na północ od lanckorońsko–żegocińskiej strefy okien, w płatach pogórzy jednostka śląska jest reprezentowana przez pełny profil osadów kredy dolnej, górnej i zredukowane erozyjnie osady paleogenu. Książkiewicz (1951) zwrócił uwagę, że usamodzielnienie płata Pogórza Lanckorońskiego i jego nasunięcie na płat Pogórza Radziszowskiego było wcześniejsze od utworzenia się strefy lanckorońsko–żegocińskiej. W południowym skrzydle okiennej strefy jednostka śląska jest reprezentowana przez strzępy utworów kredy dolnej, przykryte sfałdowanymi warstwami krośnieńskimi oligocenu. Sporadycznie są zachowane między nimi warstwy menilitowe a nawet utwory eocenu. Książkiewicz (1951) określił południowe skrzydło strefy lanckorońskiej jako menilitowo–krośnieński kompleks Stroń. Słusznym wydaje się używanie nazwy „tektoniczna strefa Stroń” dla południowej części płaszczowiny śląskiej, podobnie jak wyróżniona jest odrębna strefa przeddukielska na wschodzie.

Tytońsko–dolnokredowy i oligocenijski flisz sukcesji śląskiej w obramowaniu okna żywieckiego był zaliczany do płaszczowiny cieszyńskiej (Książkiewicz, 1972), zestaw tych warstw ma jednak cechy kompleksu Stroń. Zestaw warstw krośnieńskich i dolnej kredy wynurza się też spod fliszu magurskiego w oknie Sopotni Małej (Golonka i in., 1979). Profil fliszu w podłożu płaszczowiny magurskiej w otworach Sucha IG1 (Ślącza, 1976) i Zawoja 1 ma cechy strefy Stroń. Pojawia się ona następnie na powierzchni, wysunięta ku północy wzdłuż systemu uskoków Skawy i kontynuuje się przez Stronie–Myślenice po rejon Wilkowiska–Dobrej (ryc. 1). Na pewnych odcinkach jest przykryta płaszczowiną magurską. Na południe od Wiśniowej w budowie strefy Stroń są wyróżnione koło Skrzydłnej dwie łuski (Burtan, 1978). W utworach oligocenu wyróżniono w nich piaskowce cergowskie. Koncepcja olistostromowej genezy obecności utworów kredy dolnej wśród osadów wczesnooligocenijskich tych łusek (Polak, 1999) nie ma wyraźnych podstaw. Utwory strefy Stroń zanurzają się pod jednostkę magurską na wschód od Wilkowiska–Dobrej.

Utwory te ukazują się następnie w oknie Kurowa nad Dunajcem (Cieszkowski, 1992b) i nawiercone zostały przypuszczalnie w otworze Ropa 1, skąd sygnalizowano utwory kredy dolnej leżące wprost pod warstwami oligocenu. Jeśli tak jest, strefa Stroń od rejonu Żywca dochodzi na wschodzie do systemu głębokich pęknięć podłoża, stwierdzonych magnetotelurycznie na północ od Krynicy–Wysowej (uskoki Ruźbachów i Murania–Jasła) (Żytko, 1999b).

Zestawy warstw sukcesji śląskiej charakterystyczne dla strefy Stroń stwierdzono też pod płaszczowiną magurską w otworze Tokarnia IG1 na głęb. 2044–3052 m (Jasionowicz & Liszkowa, 1975). Wyróżniono tam 2 pakiety warstw krośnieńskich podścielone czarnymi łupkami dolnej kredy, w tym walażynu–hoterywu–albu;

w wyższym zestawie występują strzępy osadów eocenu. Taki typ podnasunięciowego dupleksu jest znany z obrzeża okna Mszany Dolnej (Mastella, 1988); tutaj ma wyraźny zestaw warstw strefy Stroń, nasunięty jest na autochtoniczne osady badenu. Nie są to utwory jednostek grybowskiej i podśląskiej, jak przyjmowano poprzednio (Cieszkowski i in., 1985). Strefa Stroń między Myślenicami a Tokarnią ma około 10 km szerokości. Jest mało prawdopodobne, by redukcją jej profilu, zwłaszcza brak utworów kredy górnej-paleocenu rozwiniętych intensywnie dalej na północy (Unrug, 1963; Słomka, 1995), można było wiązać z syntektoniczną śródogłocęńską erozją, postulowaną przez Nemčoka i innych (2000). Późniejsza erozja sfałdowanych mas podłoża płaszczowiny magurskiej między otworami Ob1 i Ch1 jest jednak prawdopodobna (Żytko & Malata, 2001).

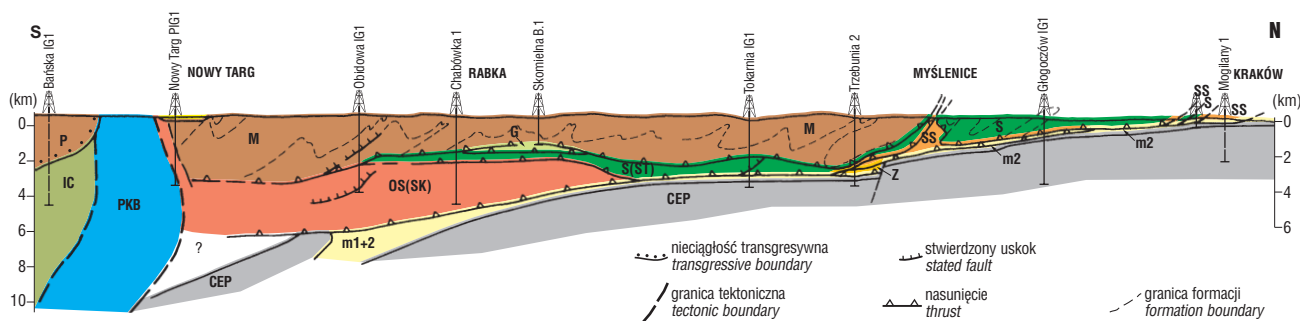
W świetle danych z otworu Tokarnia IG1 dyskusyjna staje się pozycja części pakietów fliszu albu-cenomanu (?warstwy lgockie) stwierdzonych w oknie Mszany Dolnej i zaliczonych do sukcesji przedmagurskiej południowej, czyli grybowskiej. Są one odmienne od międzianośnych łupków tego wieku sukcesji magurskiej (Burtan i in., 1978). Przy braku pstrych łupków turonu, oddzielających ten flisz od warstw ropianieckich (z Jaworzynki) górnej kredy, i przy lokalnym nadkładzie warstw krośnieńskich, np. w Olszówce (Mastella, 1988, fig. 10), mogą to być kompleksy strefy Stroń, spoczywające na fliszu jednostki Mszany Dolnej-Obidowej-Słopnic, a przykryte płatami kredy górnej i oligocenu jednostki grybowskiej (ryc. 1). Mogą to być jednak olistolity w warstwach krośnieńskich jednostki Mszany Dolnej pochodzące z sukcesji śląskiej, podobnie jak utwory fliszowe kredy dolnej z profilu otworu N1 (rdzenie z głęb. 2518 i 2613 m).

Według Książkiewicza (1951) przedłużenie górnokredowo-paleoceńskiego litosomu sukcesji śląskiej, którego brak w kompleksie Stroń, może znajdować się na południu, pod przykryciem płaszczowiny magurskiej. Z analiz sedimentologicznych warstw godulskich (Słomka, 1995) i istebniańskich (Unrug, 1963) wynika, że litosomy tych warstw kontynuowały się rzeczywiście ku południowi przed powstaniem strefy ścięć Stroń. Nie ma przedłużenia utworów kredy górnej sukcesji śląskiej w analizowanych profilach otworów SB1, T1 oraz Ch1, Ob1 i N1 (ryc. 1). W zredukowanej ilości pojawiły się one w profilu Zawoja 1. Miejscem ich obecnej lokalizacji może być podłoże Karpat

wewnętrznych. Wskazuje na to również cofnięcie ku południowi osiowej strefy anomalii elektrycznej przewodności czyli głównego szwu Karpat. Strefa ta znajduje się w podłożu Karpat wewnętrznych między południkami Żiliny i Krynicy (Żytko, 1999a, fig. 6), a więc na dalekim zapleczu strefy Stroń.

Jednostka dukielska i grybowska. Uznanie jednostki Obidowej-Słopnic za dalszy ciąg płaszczowiny skolskiej ujawnia brak przedłużenia wielkich mas górnokredowo-paleoceńskiego fliszu fałdów dukielskich w podłożu płaszczowiny magurskiej. Te złuskowane fałdy wynurzają się ku SE spod płaszczowiny począwszy od wspomnianej strefy głębokich pęknięć podłoża Rużbachów i Murania-Jasła. Wczesnooligocenijski profil fliszu z udziałem piaskowców cergowskich stanowi kontynuację tak profilu fałdów dukielskich, jak i profilu wewnętrznej części przyszłej płaszczowiny śląskiej — fałdów Mrukowej, Bukowicy, Iwonicza Zdroju oraz łusek Skrzydłnej i Piwkówki (Polak, 1999). W tej sytuacji o przynależności utworów oligocenu do jednostki dukielskiej lub jej grybowskiej strefy decyduje związek z ropianieckim typem osadów kredy górnej-paleocenu. Taki profil jest charakterystyczny dla łuski przedmagurskiej koło Koniakowa-Szarego na zachód od Soły (Golonka i in., 1979) i dla łusek Michalczowej na północ od Nowego Sącza (Cieszkowski, 1992b).

Jednostka grybowska (przedmagurska południowa) w oknie tektonicznym Mszany Dolnej obejmuje utwory kredy górnej — warstwy z Jaworzynki i ciśniańskie, łupki pstry eocenu oraz utwory oligocenu — warstwy menilitowe-grybowskie i warstwy krośnieńskie (Burtan i in., 1978). Zaliczane do profilu jednostki, warstwy lgockie albu-cenomanu reprezentować mogą raczej strzępy kompleksu Stroń sukcesji śląskiej lub pochodzące z niej olistolity w oligocenie jednostki Mszany Dolnej. Rozpoznane kredowo-oligocenijskie płyty jednostki grybowskiej wykazują z reguły brak eoceńskiej części profilu (Mastella, 1988), a więc zjawisko podobne do luki stwierdzonej w profilach strefy Stroń jednostki śląskiej. Odnotowano obecność zlepieńców z okruchami czarnych łupków w warstwach kredy górnej (Burtan i in., 1978), co jest cechą okruchowców sukcesji Mszany Dolnej (OS). Wywołuje to potrzebę reinterpretacji przynależności utworów kredy górnej do jednostek na terenie okna, podobnie zresztą, jak i warstw menilitowych (?grybowskie, kliwskie).



Ryc. 2. Przekrój przez jednostki strukturalne Karpat między Nowym Targiem a Krakowem; m2 — miocen zapadliska przedkarpackiego, m1+2 — dolny i środkowy miocen, Z — jednostka zgłobicka, OS(SK) — jednostka Obidowa-Słopnic (skolska), G — jednostka grybowska, SS — jednostka podśląska, S — jednostka śląska, S(ST) — tektoniczna strefa Stroń, M — jednostka magurska, P — flisz podhalański, IC — jednostki wewnątrzkarpackie, PKB — pieniński pas skałkowy, CEP — utwory platformy centralnoeuropejskiej
Fig. 2. Cross-section through the Carpathian structural units between Nowy Targ and Cracow; m2 — Foredeep Miocene, m1+2 — lower and middle Miocene, Z — Zglobice unit, OS(SK) — Obidowa-Słopnic unit (Skole unit), G — Grybów unit, SS — Sub-Silesian unit, S — Silesian unit, S(ST) — Stronie tectonic zone, M — Magura unit, P — Podhale flysch, IC — Inner Carpathian units, PKB — Pieniny Klippen Belt, CEP — Central European platform

Na wschód od okna Mszany Dolnej pod płaszczowiną magurską występuje sfałdowany eoceński i oligoceński flisz reprezentujący sukcesję grybowską (Książkiewicz, 1972). Flisz ten ukazuje się w oknach tektonicznych Szczawy, Klęczan, Grybowa, Kałowej, Ropy, Ujścia Gorlickiego. Ten ujęty w wiele łusek flisz jest odcięty przypuszczalnie od przedeoceńskiej części profilu płaszczowiny odklucia. Wskazuje na to zwłaszcza obrzeżenie kredy kurowskiej w oknie Klęczan (Cieszkowski, 1992b).

Jednostka magurska. Główne rysy budowy powierzchniowej i podział tej jednostki na strefy facjalno-tektoniczne (podjednostki) są ustalone (Golonka i in., 1979; Burtan i in., 1981; Zuchiewicz & Oszczytko, 1992). Między Sołą a Dunajcem są wyróżnione strefy Siar, raczańska, bystrzycka i krynicka. Jurajskie i kredowe utwory jednostki Grajcarka, zewnętrznej strefy pienińskiego pasa skałkowego, są rozważane jako osady południowego krańca basenu magurskiego (Birkenmajer, 1986). Profil płaszczowiny magurskiej obejmuje zróżnicowany górnokredowo-paleogeneński flisz. Płaszczyzna odklucia utworzyła się wśród pstrych łupków turonu lub wyżej w warstwach ropianeczek. Wyjątkowo, profil płaszczowiny obejmuje w spągu zielone łupki albu–cenomanu i kompleksy piaskowców o nieustalonym wieku (Burtan i in., 1978), a w stropie warstwy malcowskie oligocenu stwierdzone w okolicy Nowego Targu i Nowego Sącza. Przy granicy z pienińskim pasem skałkowym oraz w otworze Nowy Targ PIG1 poniżej głęb. 3000 m występują wspomniane, sfałdowane utwory wczesnego miocenu (Cieszkowski, 1992a; Paul & Poprawa, 1992), jednak ich przynależność do sukcesji magurskiej jest dyskusyjna (Żyto & Malata, 2001).

Grubość płaszczowiny jest zmienna; dokumentowane jest to obecnością okien tektonicznych i profilami otworów wiertniczych (Baran i in., 1997; Sikora, 1980). Otwory wiertnicze potwierdzają połogie ułożenie sfałdowanych utworów płaszczowiny magurskiej na omówionych wyżej jednostkach (ryc. 1, 2).

Według Birkenmajera (1986) flisz sukcesji magurskiej tworzył się na przedpolu grzbietu czorsztyńskiego, na skorupie oceanicznej. Wysunięta jest też idea, że flisz ten jest stratygraficznym nadkładem osadów sukcesji pienińskiego pasa skałkowego, utworzonych na skorupie kontynentalnej (Żyto, 1999a). Jednostka OS i osiowa strefa ujemnej anomalii grawimetrycznej są skośne do kierunku facjalno-tektonicznych stref płaszczowiny magurskiej i pienińskiego pasa skałkowego (ryc. 1). Wskazuje to na wyraźną niezgodność kierunku W–E głównych rysów Karpat wewnętrznych i związanej z nimi przez flisz podhalański płaszczowiny magurskiej z kierunkiem WSW–ENE głębokich rysów podsuniętej ku południowi platformy przedpola. Perykratoniczny ryft Szlachtowej, wyznaczony fliszem doggerskim jednostki Grajcarka (Birkenmajer, 1986; Żyto, 1999b), stanowił szew rozdzielający te dwie części orogenu.

Główne płaszczowiny odklucia i ścięcia

Najgłębsza śródformacyjna płaszczowina odklucia powstała w spągu sukcesji śląskiej. Odklucie to obejmuje wapienie i łupki cieszyńskie (tyton–berias), znane z płaszczowiny cieszyńskiej; jest widoczne też w spągu kompleksu Stroń koło Żywca. Tak głębokie odklucie stwierdzono również w profilu otworu Siekierczyzna IG1 (Olszewska, 1973). Częściej płaszczowina odklucia utworzyła się wśród utworów neokomu (jednostki śląska, podśląska i skolska),

wyjątkowo objęła utwory podłoża, po którym przesuwała się dana płaszczowina, np. granit z Bugaja (Książkiewicz, 1951) lub utwory badenu zaklinowane wśród fliszu w profilach otworów Potrójna IG1 czy Zawoja 1 (Baran i in., 1997). Płaszczyźnie tej głębokością i czasem powstania odpowiada odklucie w spągu warstw łupkowych (turon) sukcesji fałdów dukielskich, a zwłaszcza odklucie w spągu jury sukcesji pienińskiego pasa skałkowego nadbudowanej fliszem magurskim.

Książkiewicz (1951) odtworzył mechanizm powstania strefy Stroń. Główną rolę przypisał płaszczynie przecinającej skośnie warstwy nasuwającej się, odklutej już płaszczowiny śląskiej. Powstanie tej płaszczowiny ścięcia zostało wymuszone rampą w powierzchni podłoża i naciskiem mas płaszczowiny magurskiej. Istnienie takiej płaszczowiny ścięcia (*out-of-sequence*) potwierdzone zostało w profilu bloku Beskidu Małego na podstawie danych z otworów Łodygowice IG1 i Bystra IG1 (Poprawa & Nemčok, 1988–1989, tabl. I, przekrój IV), gdzie uwarunkowało powstanie strefy Stroń w rejonie okna Żywca. Ścięcie takie istnieje też w płacie Pogórza Radziszowskiego (ryc. 2). Tak więc ścięcie, które doprowadziło do odklucia płaszczowiny magurskiej i jednostki grybowskiej jest późniejsze i płytsze. Doprowadziło ono także do odcięcia fliszu „zewnętrznego” rejonu Wadowic od dolnej części sukcesji Obidowej–Słopnic.

Strefa Stroń płaszczowiny śląskiej dokumentuje istnienie dwóch niezależnych płaszczyn — odklucia i ścięcia w procesie formowania omawianej strefy Karpat fliszowych. Wyjaśnia to problem zgłoszony przez Nemčoka i innych (2000), że głębokie odklucie płaszczowiny śląskiej nie mogło powstać w efekcie propagacji ku północy płytszej płaszczowiny odklucia płaszczowiny magurskiej.

Magnetoteluryczny profil Kraków–Zakopane

Badania z lat osiemdziesiątych (Żyto, 1999b) rozszerzono o profilowe badania nowej generacji (Klityński & Stefaniuk, 2000). Na zanurzającej się pod kątem 6–7° ku S powierzchni wysokooporowego podłoża pod mioceniem i nasuniętym fliszem w okolicy Trzebuni (ryc. 2) stwierdzono subwertykalny pas niskooporowych skał, sięgający głębokości ok. 60 km. Zjawisko to wiąże się być może z przebiegiem w tej strefie wykrytego sejsmicznie rozłamu Żywiec–Rzeszotary (Połtowicz, 1995). W otworze Trzebunia 2 stwierdzono klifowe utwory karpatu i tektoniczne zdublowanie utworów badenu — jednostkę zgłobicką (Połtowicz, 1989).

Dalej na południu podłoża obniża się anomalnie w rejonie Chabówki. Jego powierzchnia zanurza się pod kątem 60° do głęb. 15 km, podścielając klin nisko- i średniooporowych skał. Jest to przypuszczalnie jednostka Obidowej–Słopnic i podścielające ją molasowe jednostki grupy brzeźnej. Profil MT przecina tu być może strefę rozłamów biegnącą od Ru omberoku przez zachodni kraniec Tatr (uskok Prosečnego)–Mszaną Dolną w kierunku na Żegocinę–Tarnów. Dalej ku S (między Sieniawą a Pieniążkowicami) stwierdzono wydzwignięty blok wysokooporowych skał. Południowe zbocze bloku zanurza się na S pod pieniński pas skałkowy (ryc. 2), który na profilu jest widoczny do głęb. ok. 20 km. Zapada on pod kątem ok. 60° ku S pod wysokooporowy blok Karpat wewnętrznych.

Wnioski

Na omawianym odcinku Karpat Zachodnich wewnętrzne części płaszczowin śląskiej i dukielskiej są repre-

zentowane przez silnie zredukowaną strefę Stroń i jednostkę grybowską, leżące ponad jednostką Obidowej–Słopnic–Mszany Dolnej czyli skolską. Wszystkie te elementy zanurzają się pod płaszczowinę magurską, a głębiej pod jej spągowe jurajsko-kredowe sukcesje, odkłute i spiętrzone w formie pienińskiego pasa skałkowego. Pas ten tnie skośnie jednostki grupy menilitowo-krośnieńskiej, część utworów tych jednostek może być wydźwignięta razem z utworami pasa. Przykładem mogą być miocenijski flisz i molasy przy północnej granicy pasa (Cieszkowski, 1992a, 1995), sukcesja zlatniańska (Sikora, 1970) lub pstre margle i łupki senonu–eocenu łuski Maruszyńca przy granicy południowej (Birkenmajer, 1986). Uderzające jest podobieństwo utworów tej łuski do sukcesji podśląskiej węglowickiej. W tym układzie na różnych odcinkach pienińskiego pasa skałkowego, a również na południe od niego mogą być obecne wydźwignięte z głębi twory różnych jednostek Karpat zewnętrznych.

Molasowe jednostki grupy brzeżnej Karpat Wschodnich (Stebnik, Boryslav–Pokuttia) mogą być obecne w podłożu Karpat Zachodnich, podobnie jak jednostka skolska (OS) i towarzyszące jej po rejon Słopnic przejawy roponośności.

Literatura

- BADAKOWA M., LISZKOWA J. & NOWAK W. 1973 — Zagadnienie pozycji tzw. margli żegocińskich. *Kwart. Geol.*, 17: 652–653.
- BALCER J. & KOSZARSKI L. 1992 — Pozycja geologiczna i mikrofauna warstw z Szydłowa i Gorzenia w Karpatach. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 34: 226–228.
- BARAN U., JAWOR E. & JAWOR W. 1997 — Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 45: 66–75.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- BIRKENMAJER K. & POPRAWA D. (red.) 1986 — *Przew. 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Pieniny, 18–20 września 1986. *Inst. Geol. Oddz. Karapcki, Kraków*.
- BIRKENMAJER K. 1985 (ed.) — Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow–Zakopane). *Guide to Exc. 2, Carpatho-Balcan. Geol. Assoc.*, 13th Congress, Cracow, Poland.
- BURTAN J., PAUL Z. & WATYCHA L. 1978 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Mszana Góra. *Mapa i objaśnienia. Wyd. Geol.*
- BURTAN J., GOŁONKA J., OSZCZYPKO N., PAUL Z. & ŚLĄCZKA A. 1981 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Nowy Sącz. *Inst. Geol.*
- BURTAN J., CIESZKOWSKI M., MASTELLA L. & PAUL Z. 1992 — Okno tektoniczne Mszany Dolnej. [W:] Zuchiewicz W., Oszczytko N. (eds.), *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Koninki*: 76–80.
- BURTAN J. 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Mszana Dolna. *Mapa i objaśnienia. Wyd. Geol.*
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 33: 313–333.
- CIESZKOWSKI M. 1992a — Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysch Carpathians (South Poland). *Geol. Carpathica*, 43: 339–346.
- CIESZKOWSKI M. 1992b — Strefa Michalczowej — nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Kwart. AGH, Geologia*, t. 18, z. 1–2: 125 pp.
- CIESZKOWSKI M. 1995 — Twory morskiego miocenu w rejonie Nowego Targu i ich znaczenie dla określenia czasu powstania śródgórskiego zapadliska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. *Zesz. Nauk. AGH Geol.*, *Kwart.*, 21: 153–168.
- GARECKA M. & MALATA T. 2001 (w druku) — Nanoplankton wapienny serii menilitowo-krośnieńskiej (rejon na północ od Leska). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*
- GOŁONKA J., BORYSLAWSKI A., PAUL Z. & RYŁKO W. 1979 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Bielsko-Biała. *Inst. Geol.*
- JASIONOWICZ J. & LISZKOWA J. 1975 — Wstępne wyniki badań osadów fliszowych z otworu Tokarnia IG-1. *Kwart. Geol.*, 19: 491–492.
- JASIONOWICZ J. & SZYMAKOWSKA F. 1963 — Próba wyjaśnienia genezy płytów magurskich w okolicy Jasła oraz płyta podśląskiego z okolicy Wielopola Skrzyńskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 363–386.
- JAWOR E., JAWOR W. & KRUCZEK J. 1972 — Aktualne rozpoznane warunki nagromadzenia gazu ziemnego pod Karpatai na S od Bochni. *Prz. Geol.*, 20: 554–561.
- JAWOR W. & SIKORA W. 1979 — Jednostka Obidowej–Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Kwart. Geol.*, 23: 499–501.
- KLITYŃSKI W. & STEFANIUK M. 2000 — Wyniki interpretacji sondowań magnetotellurycznych w Karpatach Zachodnich. *Mat. semin. pt. Wysockośćotliwościowe badania magnetotelluryczne w Polsce. Kraków, 6 kwiecień 2000. PGNiG GEONAF TA, PBG*: 30–32.
- KOSZARSKI L. 1985 (ed.) — *Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. Guide to Exc. 3. Carp.-Balkan Geol. Assoc.*, 13th Congress. Kraków, Poland.
- KOSZARSKI L. 1992 — Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 34: 217–220.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951 — Objasnienia do mapy geologicznej Polski, 1 : 50 000, ark. Wadowice. *Państw. Inst. Geol.*
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty. *Wyd. Geol.*
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 53–174.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., KLECKER R. A., SERCOMBE W. J., COWARD M. P. & KEITH J. F. 2000 — Results of 2D Balancing along 20° and 21°30' Longitude and Pseudo-3D in the Smilno Tectonic Window: Implications for Shortening Mechanisms of the West Carpathian Accretionary Wedge. *Geol. Carpathica*, 51: 281–300.
- NOWAK W. 1966 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Wadowice. *Wyd. Geol.*
- OLSZEWSKA B. 1973 — Dalsze wyniki badań mikrofaunistycznych otworu wiertniczego Siekierzyna IG 1 w Karpatach. *Kwart. Geol.*, 17: 644–645.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early—Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- 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.
- POLAK A. 1999 — Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicy Skrzydziej. *Prz. Geol.*, 47: 753–763.
- POŁTOWICZ S. 1974 — Wgłębna tektonika brzegu Karpat w okolicy Tarnowa i Pilzna. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44: 491–514.
- POŁTOWICZ S. 1989 — Miocen w Trzebinu koło Myślenic (Polskie Karpaty Zach.). *Kwart. Geol.*, 33: 225–240.
- POŁTOWICZ S. 1995 — Miocen podłoża polskich Karpat Zachodnich. *Zesz. Nauk. Geol. AGH*, 21: 117–152.
- POPRAWA D. & NEMČOK J. (eds.) 1988–1989 — *Geological Atlas of the Outer Carpathians and their Foreland. Państw. Inst. Geol.*
- SIKORA W. 1970 — W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Kwart. Geol.*, 14: 165–181.
- SIKORA W. 1980 — Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane, 1 : 50 000. *Wyd. Geol.*
- SŁOMKA T. 1995 — Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Pr. Geol. PAN w Krakowie*, 139: 1–132.
- ŚLĄCZKA A. 1976 — Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG 1. *Kwart. Geol.*, 20: 958–959.
- UNRUG R. 1963 — Warstwy istebniańskie — studium sedimentologiczne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 49–92.
- WIESER T. 1985 — The Teschenite Formation and Other Evidences of Magmatic Activity in the Polish Flysch Carpathians and Their Geotectonic and Stratigraphic Significance. *Guide to exc. 1, 13th Congress CBGA: 23–36, Cracow, Poland.*
- WÓJCIK A., SZYDŁO A., MARCINIEC P. & NESCIERUK P. 1999 — Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego — nowa jednostka tektoniczna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 231–248.
- ZUCHIEWICZ W. & OSZCZYPKO N. (eds.) 1992 — *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki. Wyd. ING PAN, Kraków.*
- ŻYTKO K. 1999a — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 135–164.
- ŻYTKO K. 1999b — Symetryczny układ późnoalpejskich rysów podłoża północnych Karpat oraz ich przedpola i zagorza; szew orogenu i kratonu. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 165–194.
- ŻYTKO K. & MALATA T. 2001 — Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej–Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 49: 425–430.