

BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU SUCHA BESKIDZKA – ŚWINNA PORĘBA (POLSKIE KARPATY FLISZOWE)

Geological structure of the Sucha Beskidzka – Świnna Poręba region (Polish Flysch Carpathians)

Marek CIESZKOWSKI¹, Jan GOLONKA²,
Anna WAŚKOWSKA-OLIWA² & Monika CHRUSTEK²

¹Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych;
ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: mark@ing.uj.edu.pl

²Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: golonka@geolog.geol.agh.edu.pl,
oliwa@geol.agh.edu.pl, chrustek@uci.agh.edu.pl

Treść: W budowie geologicznej terenu, który rozciąga się wzdłuż doliny Skawy pomiędzy Suchą Beskidzką a Świnną Porębą, biorą udział górnokredowe i paleogeńskie utwory płaszczowiny śląskiej i płaszczowiny magurskiej. Serię śląską tworzą tu środkowe i górne warstwy godulskie, warstwy istebniańskie, pstry łupki eoceńskie i piaskowce ciężkowickie oraz warstwy hieroglifyowe, menilitowe i krośnieńskie. W tych ostatnich zaobserwowano spływy typu debris-flow z otoczkami skał egzotycznych i wielkimi olistolitami. Płaszczowina magurska jest zbudowana z sukcesji osadowej typowej dla tzw. podjednostki Siar. Autorzy zaproponowali dla jej jednostek litostratygraficznych formalizację nazw. Zgodnie z zaproponowaną formalizacją w jej sukcesji osadowej wyróżnia się formację z Jaworzynki (warstwy ropianieckie) z ogniwami łupków z Gołyni i piaskowców z Mutnego w paleoceńskiej części profilu, formację z Łabowej z ogniwami piaskowców z Żurawnicy i ze Skawiec, formację belowską oraz formację makowską z ogniwem łupków zembrzyckich, piaskowców wątkowskich i łupków budzowskich. Utwory płaszczowin śląskiej i magurskiej są sfałdowane, a w płaszczowinie magurskiej można wyróżnić kilka łusek i podłużnych zluźnień. Utwory obu tych jednostek pocięte są systemem uskoku poprzecznych, a u czoła nasunięcia płaszczowiny magurskiej część dyslokacji jest przejęta od płaszczowiny śląskiej. Płaszczowina ta posiada swój niezależny system uskoku.

Słowa kluczowe: Karpaty zewnętrzne, płaszczowina śląska, płaszczowina magurska, kreda górna, paleogen, litostratygrafia, tektonika

Abstract: Upper Cretaceous and Paleogene rocks of the Silesian and Magura Nappes build up the complex structure of the investigated area, which is stretching along the Skawa River valley between Sucha Beskidzka and Świnna Poręba. Middle and Upper Godula Beds, Istebna Beds, Eocene red shales and Ciężkowice Sandstone as well as Hieroglyphic, Menilite and Krosno Beds form the Silesian Succession. The debris-flow deposits with exotic rocks pebbles and large olistolites were observed within the Krosno Beds. The sedimentary succession is typical for the Siary sub-unit from the Magura Nappe. The present authors proposed the formal lithostratigraphic names for this unit. According to this formalization the following lithostratigraphic units have been distinguished within the Siary succession: Jaworzynka Formation (Ropianka Beds) with Gołynia Shale member and Mutne Sandstone Member within the Paleocene part of profile, Łabowa Formation with the Żurawnica Sandstone Member, the Skawce Sandstone Member, Beloveza Formation, and Maków Beskid Formation with Zembrzyce Shale Member, Wątkowa Sandstone Member and Budzów Shale Member. The Silesian and Magura Nappes rocks are strongly folded; within the Magura Nappes several scales and longitudinal shear zones have been distinguished. The formations of both units are cut by the transversal fault systems of. The Magura Nappe has the independent fault systems, some of its dislocations have been acquired, however, from the Silesian Nappe.

Key words: Outer Carpathians, Silesian Nappe, Magura Nappe, Upper Cretaceous, Paleogene, lithostratigraphy, tectonics

WSTĘP

Teren, którego budowa geologiczna jest przedmiotem rozważań w niniejszym artykule, znajduje się w Karpatach Zachodnich. Rozciąga się pasem szerokości około 12 km wzdłuż doliny rzeki Skawy, pomiędzy Suchą Beskidzką a Świnną Porębą. Jego północna część znajduje się na obszarze Beskidu Małego i Pogórza Lanckorońskiego, a południowa wchodzi na obszar Beskidu Makowskiego. W jego granicach zaplanowany został zbiornik wodny, który ma powstać przez spiętrzenie rzeki Skawy zaporą zlokalizowaną w miejscowości Świnna Poręba (Fig. 1 na wklejce). Pod względem geologicznym teren znajduje się w Karpatach zewnętrznych (fliszowych), na obszarze występowania płaszczowin magurskiej i śląskiej (Fig. 1 i 2 na wklejce oraz Fig. 3). Szczegółowe rozpoznanie budowy geologicznej zostało tu dokonane w latach 50. i 60. ubiegłego stulecia przez najwybitniejszego polskiego geologa karpackiego prof. dr. hab. Mariana Książkiewicza (1906–1981). Wyniki jego badań, a szczególnie prac geologiczno-kartograficznych i litostratygraficznych (Książkiewicz 1930, 1932, 1935, 1951, 1953, 1958, 1966a, b, 1970, 1972, 1974a, b, 1977) nie straciły swej aktualności, a jeśli w jakimś zakresie w ciągu ostatnich trzech dziesięcioleci w tym rejonie dokonał się postęp badań, to nierzadko prace Profesora Książkiewicza naprowadzały na nowe fakty lub inspirowały do kolejnych badań.

Autorzy prowadzili na omawianym terenie w różnym czasie badania geologiczne jednostki śląskiej i magurskiej, zmierzające do uściślenia danych dotyczących wieku i wykształcenia niektórych wydziałów litostratygraficznych, a w ramach projektu KBN 3 P04 D 020 22 – dużych olistolitów oraz węglanowych skał detrytycznych w serii śląskiej i magurskiej. Nadto możliwość zatopienia w najbliższej przyszłości w wodach powstającego zbiornika znacznej części powierzchniowych odsłoneń motywowała do przeprowadzenia ich obserwacji, dopóki jeszcze są one dostępne. Przeprowadzone badania i obserwacje pozwoliły na poczynienie szeregu spostrzeżeń, toteż po wzajemnej wymianie doświadczeń autorzy postanowili wspólnie je zamieścić w niniejszej publikacji. Pragnieniem autorów jest złożenie ukłonu w stronę Profesora Mariana Książkiewicza w roku setnej rocznicy jego urodzin.

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze rozpoznania geologiczne tego rejonu pochodzą z końca XIX i początku XX wieku (Tietze 1889, Szajnocha 1903). Detaliczne prace kartograficzne na obszarze badań były prowadzone przez M. Książkiewicza w latach 1926–1974 (m.in. Książkiewicz 1930, 1932, 1935, 1951, 1953, 1958, 1966a, b, 1970, 1972, 1977) i przedstawione kompleksowo przez niego w roku 1974 (Książkiewicz 1974a, b). Północny fragment terenu jest objęty mapą geologiczną w skali 1:50 000 w starym cięciu (Książkiewicz 1951, 1953). W późniejszym okresie wykonano mapy przeglądowe w skali 1: 200 000 obejmujące omawiany obszar (Golonka 1981, Golonka *et al.* 1981), a także badania specjalistyczne (np. Bieda 1966, Bieda *et al.* 1967, Geroch *et al.* 1967, Jednorowska 1966, Wieser 1985, Waškowska-Oliwa & Malata 1999, Waškowska-Oliwa 2000, Cieszkowski & Waškowska-Oliwa 2001) oraz opracowania dokumentacyjne związane z projektem zbiornika. Między innymi w 2004 r. Państwowy Instytut Geologiczny wykonał zdjęcie geologiczne osuwisk w rejonie projektowanego odcinka trasy w skali 1: 1000 oraz przeanalizował materiały archiwalne, wykonane dotychczas prace wiertnicze, górnicze i monitoring geodezyjny.

Tektonika obszaru została przedstawiona szczegółowo w pracach Książkiewicza 1966a, 1974 a, b. Autorzy niniejszej pracy wykorzystali badania Książkiewicza, uzupełniając je o nowoczesne ujęcie tektoniczno-strukturalne (zob. także Aleksandrowski 1989, Golonka *et al.* 2005a, b), podejmując próbę nawiązania do podziału płaszczowiny magurskiej na jednostki tektoniczno-facjalne (zob. np. Koszarski *et al.* 1974, Oszczytko 1991, 1992, 1998, Oszczytko *et al.* 2002, 2003, 2005, Golonka *et al.* 2005a, Ślącza *et al.* 2005) i formalnej litostratygrafii utworów jednostki magurskiej (zob. np. Birkenmajer & Oszczytko 1989, Cieszkowski, & Waśkowska-Oliwa 2001, Oszczytko *et al.* 2005).

STRATYGRAFIA

Płaszczowina śląska

Płaszczowina śląska reprezentowana przez podjednostkę godulską (Książkiewicz 1972) występuje w północnej części terenu badań pomiędzy Zakrzowem, Świnną Porębą a Tarnawą Górną (Fig. 1, 2), gdzie obserwowane jest relatywnie pełne wykształcenie litologiczne górnej kredy oraz paleocenu, jak również występowanie utworów oligoceńskich reprezentowanych przez warstwy menilitowe i krośnieńskie. Najstarszymi osadami na analizowanym obszarze, ukazującymi się na powierzchni, są utwory senońskie, reprezentujące środkowe i górne warstwy godulskie. Starsze od nich utwory kredowe reprezentowane przez warstwy wierzowskie i lgockie oraz dolne warstwy godulskie występują na obszarach przyległych, na północ od Świnnej Poręby, a także stwierdzone zostały w wierceniach, m.in. Potrójna IG-1 (Ślącza 1975) oraz Sucha IG-1 (Ślącza 1976).

Warstwy godulskie środkowe i górne. Warstwy te występują w północno-zachodniej części analizowanego obszaru, w rejonie Świnnej Poręby (Fig. 1, 3).

Warstwy godulskie środkowe wydzielone zostały na niewielkim obszarze w rejonie wzniesienia Suszyce. W typowym wykształceniu, warstwy te zbudowane są z średnioławicowych piaskowców przekładanych łupkami. Piaskowce są barwy niebieskawoszarej, średnio- i drobnoziarniste, uziarnione frakcjonalnie, często z laminacją równoległą i przekątną. W składzie ziarnowym dominuje kwarc, w podrzędnej ilości występują skalenie, a laminowane części ławic wzbogacone są w muskowitz z niewielką domieszką detrytus roślinnego. Charakterystyczną cechą tych piaskowców jest obecność glaukonitu, który miejscami nadaje im odcień zielonkawy. Spoiwo piaskowców jest wapieniste lub krzemionkowo-wapieniste. Niekiedy w kompleksach piaskowcowych występują grubsze ławice, które w częściach spągowych zawierają grubszy materiał piaszczysty lub drobny żwir. W tym materiale oprócz wymienionych wyżej składników obserwować można okruchy skał metamorficznych i węglanowych. Łupki przekładające piaskowce są zielone, ilaste, a niekiedy szare, nieco margliste. W spągu ławic piaskowcowych obserwuje się hieroglify prądowe, a w cienkich ławicach piaskowcowych – większe ilości hieroglifów organicznych. W tym wydzieleniu najczęściej przeważają piaskowce nad łupkami. Wiek warstw godulskich środkowych został określony jako wczesno senoński (Książkiewicz 1974a, b). Badania prowadzone w Beskidzie Małym (Cieszkowski *et al.* 2002) wykazały, że warstwy godulskie nie są starsze od dolnego santonu.

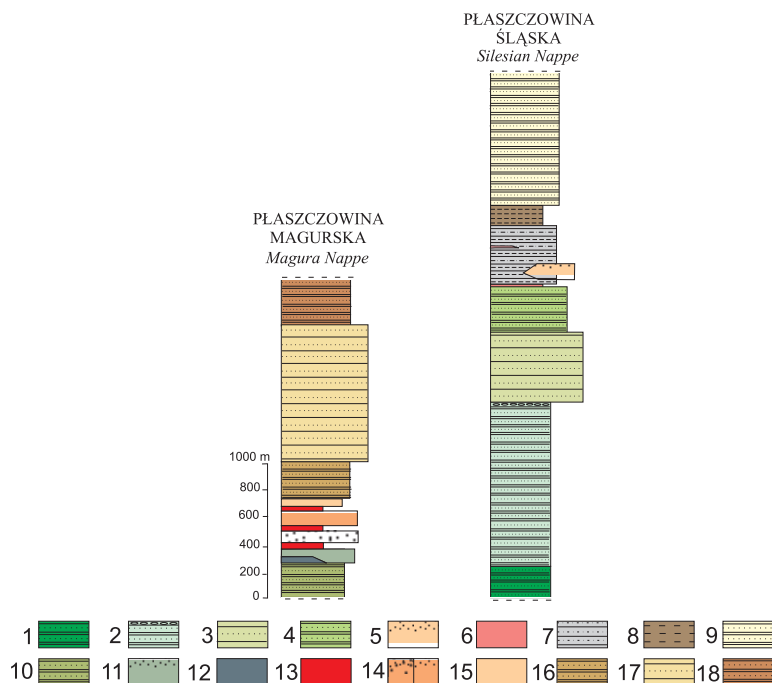


Fig. 3. Uproszczone profile litostatygraficzne, osadów występujących na północ od Suchoj Beskidzkiej. Płaszczowina śląska: 1 – warstwy godulskie środkowe – senon, 2 – warstwy godulskie górne (ze zlepieńcem malinowskim) – senon, 3 – warstwy istebniańskie dolne – senon, 4 – warstwy istebniańskie górne – paleocen, 5 – piaskowce ciężkowickie – dolny eocen, 6 – łupki pstre – dolny eocen, 7 – warstwy hieroglify – dolny-środkowy eocen, 8 – warstwy menilitowe – dolny oligocen, 9 – warstwy krosnońskie – oligocen. Płaszczowina magurska: Formacja z Jaworzynki – senon-paleocen: 10 – formacja z Jaworzynki senon-paleocen, 11 – ogniwo piaskowców z Mutnego – paleocen, 12 – ogniwo łupków z Gołyni – paleocen; formacja z Łabowej – górny paleocen-środkowy eocen: 13 – pstre łupki formacji z Łabowej – górny paleocen-eocen środkowy, 14 – ogniwo piaskowców z Żurawnicy (z kropkami) – górny paleocen; ogniwo piaskowców ze Skawiec – eocen dolny-środkowy, 15 – formacja beloweska – eocen środkowy-górny; formacja makowska – górny eocen-oligocen: 16 – ogniwo łupków zembrzyckich – górny eocen, 17 – ogniwo piaskowców z Wątkowej – górny eocen-oligocen, 18 – ogniwo łupków budzowskich – oligocen

Fig. 3. Simplified lithostratigraphic profiles of deposits occurring north of Sucha Beskidzka. Silesian Nappe: 1 – Middle Godula Beds – Senonian, 2 – Upper Godula Beds (with Malinowska Skala Conglomerate) – Senonian, 3 – Lower Istebna Beds – Senonian, 4 – Upper Istebna Beds – Paleocene, 5 – Ciężkowice Sandstone – Lower Eocene, 6 – Variegated Shales – Lower Eocene, 7 – Hieroglyphic Beds – Middle Eocene, 8 – Menilite Beds – Lower Oligocene, 9 – Krosno Beds – Oligocene. Magura Nappe: Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene: 10 – Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene, 11 – Mutne Sandstone Member – Paleocene, 12 – Gołynia Shale Member – Paleocene; Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene: 13 – Variegated Shales of Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene, 14 – Żurawnica Sandstone Member (with dots) – Upper Paleocene; Skawce Sandstone Member – Middle-Upper Eocene, 15 – Beloweza Formation – Middle-Upper Eocene, Beskid Makowski Formation – Upper Eocene-Oligocene, 16 – Zembrzyce Shale Member (Upper Eocene), 17 – Wątkowa Sandstone Member – Upper Eocene-Oligocene, 18 – Budzów Shale Member – Oligocene

Warstwy godulskie górne 001 to jedna z grubszych sekwencji osadowych jednostki śląskiej. W rejonie badań ich miąższość dochodzi do 1000 m. Wykształcone są one w postaci cienko- i średnioławicowego fliszu piaskowcowo-lupkowego (Fig. 4, 5). Piaskowce warstw godulskich są barwy szarej i szarozielonej, miejscami ciemnoszare, zawierają relatywnie dużą ilość glaukonitu oraz muskowitu. Spoiwo w piaskowcach jest wapniste lub krzemionkowe. Ławice piaskowcowe są przeważnie cienkie, o miąższościach rzędu kilku lub kilkunastu, rzadziej kilkudziesięciu centymetrów.



Fig. 4. Odslonięcie warstw godulskich górnych (senon). Świnna Poręba, prawy brzeg Soły poniżej zapory

Fig. 4. Outcrop of Upper Godula Beds (Senonian). Świnna Poręba, right bank of Soła below the dam



Fig. 5. Ławice piaskowców warstw godulskich górnych (senon). Świnna Poręba, prawy brzeg Soły poniżej zapory

Fig. 5. Sandstone beds od Upper Godula Beds (Senonian). Świnna Poręba, right bank of Soła below the dam

Piaskowce posiadają laminację równoległą, rzadziej przekątną, na powierzchniach spągowych znajdują się nieliczne hieroglify prądowe, wskazujące na dostawę materiału terygenicznego z kierunku zachodniego. Pomiedzy warstwami piaskowcowymi występują cienkie, zwykle kilku- lub kilkunastocentymetrowe wkładki łupków. Łupki są ilaste, często skrzemionkowane o barwie szarzielonej lub ciemnoszarej. Wiek warstw godulskich górnych został określony jako senoński (Książkiewicz 1974a, b).

W rejonie Świnnej Poręby (Fig. 1), w stropowej części warstw godulskich występuje **poziom zlepieńców malinowskich**, którego miąższość jest tutaj zmienna i szacowana na kilka do kilkudziesięciu metrów, a zdaniem Książkiewicza (1974a, b) przekracza nawet 100 m. Typowymi składnikami szkieletu ziarnowego zlepieńców malinowskich, oprócz kwarcu, są otoczaki skał krystalicznych, głównie metamorficznych. Obok zlepieńców występują również gruboławicowe piaskowce, w których składzie, obok dominującego kwarcu, zaobserwowano podwyższoną zawartość skaleni. Pomiedzy ławicami zlepieńców występują szarzielonkawe lub popielate łupki ilaste, zwykle zapiaszczone. Natomiast występujące w obrębie zlepieńców malinowskich ławice piaskowców mają często cechy osadów osuwiskowych. Zlepienie malinowskie w Beskidzie Śląskim wyróżnili Burtanówna *et al.* (1937), Burtan *et al.* (1959), Burtan (1973a, b).

Warstwy istebniańskie dolne i górne. Ponad warstwami godulskimi w profilu serii śląskiej występują warstwy istebniańskie, dzielone na dolne i górne, przy czym wyróżniono w nich cztery litostratygraficzne wydzielienia o randze ogniów. Piaskowce istebniańskie dolne zostały wyróżnione jako samodzielny człon dolny, a człon górny jest trójdzielny i składa się z dolnych łupków istebniańskich, piaskowców istebniańskich górnych i łupków istebniańskich górnych. Taki podział został przyjęty przez Burtanównę *et al.* (1937) w Beskidzie Śląskim, a następnie powszechnie przyjęty (Bieda *et al.* 1963).

Warstwy istebniańskie dolne (piaskowce istebniańskie dolne) wieku późnosenońskiego, na powierzchni ukazują się w rejonie Świnnej Poręby i Mucharza (Fig. 1). Wykształcone są w formie grubo- i bardzo gruboławicowych, gruboziarnistych i zlepieńcowatych piaskowców oraz zlepieńców. Dominują tutaj ławice liczące od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Najgrubsze ławice są często złożone, przedzielane powierzchniami amalgamacji. Piaskowce te mają często charakter fluksoturbiditów, są one masywne gruboziarniste lub zlepieńcowate, źle wysortowane. Obserwuje się tutaj smugi i soczewki zlepieńców usytuowane najczęściej w spągowych częściach ławic, niekiedy w piaskowcach zlepieńcowatych i drobnokalibrowych zlepieńcach występuje uziarnienie frakcjonalne odwrócone. W składzie piaskowców dominuje kwarc, częste są skalenie i okruchy różnych skał krystalicznych, a rzadziej osadowych. Muskowit występuje w piaskowcach warstw istebniańskich w niewielkiej ilości, glaukonit jest z reguły nieobecny. Spoiwo jest ilaste lub ilasto-żelaziste. Na świeżym przełamie piaskowce są szaropopielate, po zwietrzeniu stają się jaśniejsze, często rdzawo-szare. Pomiedzy warstwami piaskowcowymi i żywirowcowymi pojawiają się miejscami łupki lub cienkie pakiety piaskowcowo-łupkowe. Łupki są bezwapniste, jasnoszare do ciemnoszarych, miejscami prawie czarne, a na powierzchniach zwietrzałych rdzawe. Zwykle tworzą wkładki kilkucentymetrowej grubości, miejscami ich pakiety osiągają miąższość rzędu 1 m. W takich przypadkach zawierają wkładki cienkoławicowych, drobnoziarnistych, bezwapnistych piaskowców.

Warstwy istebniańskie górne występują w rejonie Kozińca, Świnnej Poręby oraz na zachód od Mucharza (Fig. 1). Wykształcone są w formie fliszu piaskowcowo-zlepieńcowo-łupkowego (Fig. 6, 7), ze zmiennym udziałem poszczególnych typów litologicznych w różnych profilach. W rejonie Świnnej Poręby, w obrębie warstw istebniańskich górnych obserwuje się charakterystyczne dla tego wydzielenia wykształcenie litologiczne przejawiające się trójdzielnością. W spągu występują łupki ciemne z poziomem łupków pstrych – **łupki istebniańskie dolne**, w części środkowej profilu piaskowce i zlepieńce – **piaskowce istebniańskie górne** oraz łupki ciemne z wkładkami łupków pstrych w części wyższej – **łupki istebniańskie górne**.



Fig. 6. Warstwy istebniańskie górne (paleocen). Świnna Poręba, przekop drogi Wadowice – Sucha
Fig. 6. Upper Istebna Beds (Paleocene). Świnna Poręba, road-cut of the Wadowice – Sucha highway



Fig. 7. Piaskowiec zlepieńcowaty w warstwach istebniańskich górnych (paleocen). Mucharza, wzgórze Opalisko
Fig. 7. Conglomeratic sandstone within the Upper Istebna Beds (Paleocene). Mucharza, Opalisko Hill

Natomiast dalej na południu głównym składnikiem warstw istebniańskich górnych są piaskowce i zlepieńce, które zalegają wprost na piaskowcach dolnych warstw istebniańskich, przykryte ciemnymi łupkami, czasem zawierającymi syderyty (Burtan 1973a, b, Książkiewicz 1974a, b). W takiej sytuacji trudno wydzielić łupki istebniańskie dolne. W rejonie Tarnawy Dolnej kompleksy piaskowcowe tworzą jedynie soczewki, pomiędzy którymi w profilach trudno rozdzielić łupki dolne od górnych. Taki nieregularny rozwój warstw istebniańskich górnych był uwarunkowany rozmieszczeniem kanałów depozycyjnych rozprowadzających grubszy materiał klastyczny oraz stref międzykanałowych (por. Strzeboński 2005).

Piaskowce warstw istebniańskich górnych są gruboławicowe, o ławicach zwykle osiagających 1.0–1.5 m. Są one gruboziarniste, często zlepieńcowate. W składzie ziarnowym, oprócz kwarcu, występują skalenie oraz niewielka ilość muskowitu i okruchów innych skał krystalicznych oraz osadowych. Na świeżym przełamie barwa skały jest ciemnopopielata lub niebieskawa, na powierzchniach zwietrzałych brunatna i rdzawa. Spoiwo w piaskowcach jest ilasto-wapniste lub wapniste. W odmianach o przewadze spoiwa węglanowego niekiedy tworzą się sferyczne cementacje o konkretyjnym charakterze, nieraz o dużych rozmiarach dochodzących do 5 m średnicy. Cementacje te powodują kulisty sposób wietrzenia piaskowców, co w wielu miejscach jest zjawiskiem charakterystycznym dla górnych piaskowców istebniańskich.

Zlepieńce występują w omawianych utworach w postaci soczewek rozwijających się dość nieregularnie w spągu ławic piaskowcowych. Składają się one z klastów różnych typów litologicznych, przeważnie skał krystalicznych reprezentowanych przez gnejsy oczkowe, granulity, granitoidy, porfiry, marmury, lidyty i z nielicznych skał węglanowych (Wieser 1948). Składniki zlepieńców cechuje niewielki stopień obtoczenia, ich wielkość jest zmienna, a średnica dochodzi nawet do kilkunastu centymetrów. Większe otoczaki i ziarna zlepieńców tkwią w piaszczystej matrix, scementowanej spoiwem ilasto-węglanowym. Najlepsze odsłonięcia zlepieńców znajdują się w lewym brzegu Skawy powyżej mostu w Mucharzu.

Łupki w warstwach istebniańskich górnych są ilaste, najczęściej ciemnoszare, rzadziej brunatne lub brudnozielonawe. Podrzednie w obrębie wydzielen łupkowych występują cienkie wkładki ilastych łupków pstrych. Na powierzchniach oddzielności łupków często obserwowany jest muskowitowy pelit. W łupkach można spotkać wkładki piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, z glaukonitem i muskowitem przypominające wykształceniem piaskowce wyżejleżących warstw hieroglifowych. W rejonach Dąbrówki nad Skawą oraz Świnnej Poręby ilość wkładek tego typu piaskowców jest znacznie większa niż w typowym wykształceniu, wówczas trudno odróżnić łupki istebniańskie od warstw hieroglifowych. W obrębie łupków górnych warstw istebniańskich, w tym także w łupkach pstrych, występują rzadkie przeławiczenia syderytów, tworzące wkładki o grubości około 10 cm. Miąższość górnych warstw istebniańskich wynosi zwykle około 150 m, ale miejscami (Koziniec) osiąga blisko 300 m.

Łupki pstre. Ukazują się po zachodniej stronie Skawy w rejonie Mucharza, jak również po wschodniej stronie Skawy pomiędzy Zagórzem a Ostałowem (Fig. 1). Zalegają one wprost na łupkach warstw istebniańskich. Łupki pstre są w przeważającej części barwy czerwonej, pozbawione niemal zupełnie wkładek piaskowcowych. Ich miąższość dochodzi w rejonie Ostałowa do 20 m. Badania mikropaleontologiczne wskazują na wiek wczesno-

eoceński (Książkiewicz 1974a, b), jednakże, mając na względzie inne ich stanowiska w płaszczynie śląskiej (np. Cieszkowski 1992), ich późnopaleoceńskiego wieku nie należy wykluczać. Przeławicenia pstrych łupków o miąższościach od kilku do kilkunastu metrów znajdują się w młodszych poziomach, a spotykane są głównie w obrębie warstw hieroglifowych.

Piaskowce ciężkowickie. Na badanym terenie nie tworzą wyraźnie rozwiniętego, ciągłego poziomu. Występują one po wschodniej stronie Skawy pomiędzy Zagórzem a Ostałowem (Fig. 1) w postaci niewielkich soczewek na granicy łupków pstrych w stropie warstw istebniańskich i warstw hieroglifowych albo też w najniższej części warstw hieroglifowych, blisko ich spągu. W profilu powyżej ich wystąpień pojawiają się soczewki łupków pstrych. Wiek tych utworów został określony na dolny eocen (Książkiewicz 1974a, b). Miąższość soczewek piaskowców ciężkowickich jest na ogół niewielka i nie przekracza kilkunastu metrów. Największą grubość osiągają one przy drodze z Zagórza do Stryszowa, gdzie w morfologii terenu tworzą wyraźny pagór. Piaskowce warstw ciężkowickich są gruboławicowe, kruche i zawierają nieco zwietrzałych skałeni. Ich spoiwo jest ilaste.

Częściowy zanik lub jedynie soczewkowate wystąpienia piaskowców w omawianym rejonie związane są z kanałową dystrybucją grubszego materiału klastycznego w basenie sedymentacyjnym. Mniejsze kanały zaznaczają się dziś soczewkami piaskowców ciężkowickich, natomiast strefy międzykanałowe reprezentowane są przez flisz typu warstw hieroglifowych. Brak w badanym terenie w pełni wykształconych piaskowców ciężkowickich związany jest z wykazaniem przez Leszczyńskiego (Leszczyński 1981, Leszczyński & Malata 2002) sposobem sedymentacji i dystrybucji materiału klastycznego, które w basenie śląskim doprowadziły do powstania szeregu izolowanych stożków sedymentacyjnych zbudowanych z piaskowców ciężkowickich. Pomędzy tymi stożkami gruboławicowe piaskowce lokalnie zanikają lub zachowane są soczewkowo. Jak wyżej wspomniano, w terenie badań, w dolnej części warstw hieroglifowych, reprezentujących wiekowo dolny eocen, występują wkładki łupków pstrych. W klasycznych profilach serii śląskiej piaskowce ciężkowickie są podścielone i nadścielone pstrymi łupkami, a ponadto pstre łupki przedzielają poziomy piaskowców ciężkowickich. W tak rozwiniętych warstwach pstrych łupkom towarzyszą często kompleksy cienkoławicowego piaskowcowo-łupkowego fliszu o typie warstw hieroglifowych (por. m.in. Cieszkowski 1992). Można zatem stwierdzić, że facja warstw hieroglifowych zastąpiła w omawianym terenie piaskowce ciężkowickie, które rozwinęły się tu jedynie jako soczewki.

Warstwy hieroglifowe. Występują na lewym brzegu Skawy w rejonie Mucharza, a także na prawym w rejonie Ostałowa i Dąbrówki (Fig. 1). Są one złożone z cienkoławicowego piaskowcowo-łupkowego fliszu wieku dolno- i środkowoeoceńskiego. Piaskowce tworzą cienkie ławice od kilku do kilkunastu centymetrów. Miejscami pojawiają się wkładki piaskowców średnioławicowych dochodzące do 25 centymetrów. Piaskowce cienkoławicowe są bardzo drobnoziarniste, laminowane równolegle lub przekątnie. Wykazują one oddzielność płytkową i rozpadają się w charakterystyczną kostkę, co uwarunkowane jest systemem spękań ciosowych. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc, oprócz niego piaskowce zawierają glaukonit, czasem także muskowit i skałenie występujące zwłaszcza w najgrubszych ławicach. Spoiwo piaskowców jest krzemionkowe lub krzemionkowo-wapniste. Na powierzchniach spagowych występują w nich liczne hieroglify mechaniczne i organiczne.

Ławice piaskowców są przekładane przez zielonawe, szaropopielate lub czarne łupki ilaste. W łupkach barwy ciemnej, które występują częściej w spągowej części profilu warstw hieroglifowych, obecne są syderyty. Ku górze profilu zwiększa się ilość łupków zielonych, a miejscami występują pakiety kilkumetrowej grubości łupków pstrych, czerwonych i zielonych. Proporcja piaskowców do łupków jest zmienna, ale zasadniczo przeważają pakiety fliszowe zdominowane przez łupki. Wyrównane proporcje pomiędzy piaskowcami a łupkami można zaobserwować jedynie w spągowej części wydzielenia. W obrębie górnej części warstw hieroglifowych, w rejonie Zagórza, lokalnie występują łupki ciemne i czarne. Są to ilaste łupki z wkładkami cienkoławicowych piaskowców z muskowitem i detrytusem roślinnym. Miąższość warstw hieroglifowych, łącznie z ich dolną częścią, w której występują soczewki piaskowców ciężkowickich, może przekraczać 400 m. Osady o podobnym wykształceniu litologicznym i pozycji stratygraficznej – zwane potocznie „czarnym eocenem” – opisywane były na obszarze jednostki dukielskiej (Cieszkowski *et al.* 1985b, Cieszkowski 1985, 1986, 2001) i znane są m.in. z rejonu Jeziora Rożnowskiego jednostki śląskiej (Cieszkowski 1992).

Warstwy menilitowe. Reprezentują dolny oligocen i występują tylko na E od Skawy w rejonie Dąbrówki (Fig. 1). Dzielone są na trzy poziomy: łupki menilitowe dolne, rogowce menilitowe i łupki menilitowe górne (Książkiewicz 1974a, b). Łupki menilitowe dolne o miąższości kilku metrów reprezentowane są przez skrzemionkowane, brunatnoczekoladowe, bitumiczne łupki o brunatnej rysie. W łupkach występują tu często łuski ryb. Wśród łupków występują nielicznie cienkie wkładki szarych, skrzemionkowanych piaskowców, w składzie, których prócz kwarcu występuje glaukonit i drobny muskowit. Drugim wydzieleniem jest poziom rogowców menilitowych. Jest on złożony z cienkich, rzadziej średniej miąższości ławic, czarnych lub ciemnobrunatnych, wstęgowanych rogowców z nielicznymi wkładkami ciemnoszarych, skrzemionkowanych piaskowców. Miąższość poziomu rogowców została określona na 20 m (Książkiewicz 1974b). Łupki menilitowe górne osiągnęły największą miąższość wynoszącą blisko 100 m. Są wykształcone bardzo podobnie do łupków menilitowych dolnych. W ich górnej części występują wkładki muskowitowych, wapnistych piaskowców.

Niestety warstwy menilitowe w rejonie Świnnej Poręby (Fig. 1) są aktualnie źle odsłonięte, a w istniejących odsłonięciach można obserwować tylko pojedyncze fragmenty opisanych powyżej wydzieleni, bez możliwości prześledzenia ich pełnej miąższości oraz wzajemnych relacji.

Warstwy krośnieńskie. Występują na W od Skawy, Tarnawy Górnej po rejon Mucharza. Ich wychodnie znajdują się również po wschodniej stronie Skawy w rejonie Dąbrówki, Ostałowa i Stryszowa (Fig. 1). Przejście pomiędzy niżejleżącymi łupkami menilitowymi górnymi a warstwami krośnieńskimi jest stopniowe i można zaobserwować tu przejściowy kompleks utworów fliszowych, w którym w niższej części występują łupki menilitowe z wkładkami piaskowców krośnieńskich. Ku górze udziały tychże typów litologicznych zmieniają się sukcesywnie i stopniowo dochodzi do przewagi piaskowców. Zanikające łupki menilitowe zastępowane są przez ciemne łupki margliste oraz jasne margle.

Warstwy krośnieńskie reprezentowane są przez flisz łupkowo-piaskowcowy (Fig. 8, 9). Piaskowce tworzą warstwy o miąższościach od kilku centymetrów do około 0.5 m. Są barwy jasnoszarej lub niebieskawopopielatej, drobno-, rzadziej średnioziarniste, wapniste, mu-

skowitowe, z zauważalną domieszką detrytusu roślinnego. Są one frakcjonowane z laminacją równoległą i przekątną, a ich cechą charakterystyczną jest m.in. bardzo dobra oddzielność płytowa. Niekiedy piaskowce tworzą grubsze ławice, czasem dochodzące do 4 m. Można je obserwować m.in. w rejonie Stryszowa i na SW od Tarnawy Górnej (Fig. 1). W profilu warstw krośnieńskich występują również warstwy zlepieńców zbudowanych z relatywnie dużych otoczków kwarcu, wapieni, łupków krystalicznych, a także bioklastów węglanowych.



Fig. 8. Kamieniołom w warstwach krośnieńskich (oligocen). Skawce

Fig. 8. Quarry in the Krosno Beds (Oligocene). Skawce



Fig. 9. Blok piaskowca krośnieńskiego z kamieniołomu w Skawcach

Fig. 9. Block of the Krosno Beds sandstone from the Skawce. Quarry

W spągowej części wydzielenia występują sferosyderyty lub rzadziej ławice ankerytowo-dolomitowe. Stosunek ilościowy łupków do piaskowców w obrębie profilu warstw krośnieńskich jest zmienny, na ogół ku górze wzrasta udział pakietów łupkowych, a zmniejsza się ilość oraz miąższość warstw piaskowcowych. Jednak lokalnie ta prawidłowość nie zawsze musi występować i w wielu profilach w spągowej części wydzielenia dominują łupki. Ilość piaskowców gruboławicowych zmniejsza się w kierunku południowym. W związku z takim typem rozwoju Książkiewicz (1974a, b) wyróżnił na mapie trzy ogniwa o charakterze facjalnym: łupki z podrzędnymi piaskowcami, piaskowce płytowe i skorupowe z podrzędną ilością łupków oraz piaskowce gruboławicowe z podrzędnymi piaskowcami płytowymi i łupkami.

W rejonie na N od Tarnawy, a na W od Skawiec (Fig. 1) wśród warstw krośnieńskich występują łupki pstre, które w warstwach krośnieńskich najprawdopodobniej są olistolitami. Wyraźniejszy poziom olistolitowy (olistostroma), w którym oprócz pstrych łupków występują olistolity margli globigerinowych, łupków menilitowych oraz pakiety fliszowe typu warstw hieroglifowych zdominowane przez szarozielone łupki, rozciąga się w obrębie warstw krośnieńskich przed czołem nasunięcia magurskiego pomiędzy Palczą a Stryszowem. W interpretacji Książkiewicza (1974) porozrywane tektonicznie, starsze od warstw krośnieńskich utwory miałyby tu występować w jądrze asymetrycznej, złuskowanej antykliny (siodła) Stryszów – Palcza. Zdaniem autorów (por. też Cieszkowski *et al.* 2003, 2004) jest to olistostroma, gdyż po obu stronach pasa wystąpień strzępów tych utworów, warstwy krośnieńskie zapadają regularnie ku S, najczęściej pod kątem 15–35° (wyjątek stanowi lokalne przełażdowanie w rejonie Palczy), a w kilku miejscach widać, że wspomniane olistolity tkwią w zlepieńcu zbudowanym z matrix typu debris-flow. Matrix złożona jest z frakcji drobnego żwiru, w skład którego wchodzi ziarna kwarcu, okruchy wapieni, skał krystalicznych i klasty łupkowe. Niekiedy tkwią w niej otoczaki kwarcu, wapieni i skał metamorficznych wielkości od kilku do kilkunastu centymetrów. W matrix zaobserwowano także duże otwornice oraz okruchy litotamni i innych szczątków organicznych (Bassi *et al.* 2000a, b). Także w towarzystwie olistolitów warstw hieroglifowych, znajdujących się w niższej pozycji w profilu warstw krośnieńskich były znajdowane ślady podobnej matrix. Na SE od Lanckorony takie zlepieńce tworzą wkładki w warstwach krośnieńskich, lecz w ich odsłonięciach olistolity nie były obserwowane.

Z powodu tektonicznej redukcji całkowita miąższość warstw krośnieńskich w rejonie Świnnej Poręby jest trudna do ustalenia, jednakże można przyjąć, że wynosi ponad 1000 m.

Jednostka magurska

W badanym terenie występuje sekwencja utworów serii magurskiej (Fig. 3) typowa dla jej brzeżnej, północnej strefy facjalno-tektonicznej, zwanej strefą Siar (*sensu* Koszarski *et al.* 1974). Profil serii magurskiej obejmuje tu utwory od górnej kredy (senonu) po oligocen. W sekwencji osadowej wydziela się tu kilka jednostek litostratygraficznych o randze formacji. Do tej pory większość z nich nie doczekała formalizacji, toteż opisując poszczególne wydzielenia, autorzy przedstawiają własny pogląd na możliwość formalizacji litostratygraficznej.

Wyraźne zróżnicowanie w polskiej części Karpat zewnętrznych pomiędzy strefą Siar a strefą raczańską zacierą się na zachód od Wielkiej Raczy na terenie zachodniej Słowacji i Moraw. Dzieje się tak ze względu na zanik występowania w strefie raczańskiej piaskowców magurskich w facji muskowitzowej (formacja magurska fm. *sensu* Oszczytko 1991), a w strefie Siar piaskowców magurskich w facji glaukonitowej (wątkowskich), które zastąpione zostają przez utwory litofacji zlińskiej o habitusie zbliżonym do łupków zembrzyckich i budzowskich (warstw podmagurskich czy nadmagurskich). W tej sytuacji nie wyróżnia się tam strefy Siar, a całą strefę północną płaszczowiny magurskiej określa się mianem podjednostki raczańskiej, rozdzielając ją najwyżej na raczańską północną i południową. Nazwy „podjednostka Siar” i „podjednostka raczańska” wprowadzone zostały dla polskiej części płaszczowiny magurskiej przez Koszarskiego *et al.* (1974). Matejka & Roth (1956) wydzielili strefę raczańską, którą Węclawik (1969) opisał odpowiednio jako strefę gorlicką południową – nazwaną później w Polsce raczańską, i gorlicką północną – późniejszą Siar. W rejonie Siar rozwój litofacjalny brzeżnej strefy płaszczowiny magurskiej ma swój charakterystyczny rozwój (w Siarach zdominowany prawie całkowicie przez gruboławicowe, glaukonitowe piaskowce magurskie – wątkowskie), różny od tego, który obserwować można na W od Dunajca, w tym od klasycznego profilu opisywanego przez Książkiewicza (1966, 1974) z rejonu Suchej Beskidzkiej i Zembrzyc. Chcąc uniknąć stosowania nazwy „Siary” dla obszaru na W od Dunajca, niektórzy autorzy uciekli się do określenia „podjednostka raczańska południowa” i „podjednostka raczańska północna” (np. Sikora & Żytko 1960, Golonka & Wójcik 1978). Nie kwestionując użycia nazwy „podjednostka Siar” dla obszaru położonego na E od Dunajca, autorzy niniejszego artykułu uważają, że w obszarze na W od tej rzeki, gdzie profil omawianej strefy płaszczowiny magurskiej zachowuje charakter zdefiniowany przez Książkiewicza (1966, 1974a, b), powinna ona nosić nazwę podjednostki zembrzyckiej.

Formacja z Jaworzynki (fm.)

Formacja z Jaworzynki (fm.) jako formalna jednostka została opisana przez Oszczytko *et al.* (2005). W prezentowanym ujęciu odpowiada ona warstwom inoceramowym (ropianieckim) w północnej facji, zwanej niekiedy facją biotytową *sensu* Książkiewicza (1974 a, b) oraz Burtan (W: Burtan & Skoczylas-Ciszewska 1966). Zawiera tu ona utwory obejmujące interwał wiekowy senon-paleocen. Termin „warstwy z Jaworzynki” został wprowadzony przez Burtan (1973a, b, Burtan *et al.* 1976b, 1978b), a następnie przyjęty przez Golonkę & Wójcika (1976, 1978), Cieszkowskiego (1992) i Oszczytko *et al.* (2002). W tym przypadku formacja z Jaworzynki obejmuje interwał szerszy niż warstwy z Jaworzynki *sensu* Burtan (1973a, b), gdyż zawiera samodzielnie wydzielane jednostki najwyższego mastrychtu i/lub paleocenu. W takim ujęciu formacji w jej najwyższej części znajduje się ogniwo łupków z Gołyni (og.) i ogniwo piaskowców z Mutnego (og.). Należy tu dodać, iż tak rozumiana formacja z Jaworzynki jest litostratygraficznym ekwiwalentem warstw solańskich wydzielanych przez geologów słowackich i czeskich (Matějka & Roth 1949, 1956, Pešl 1965) w Karpatach Zachodnich oraz wykazuje związki z warstwami z Altlenkbach w paśmie fliszu renodanubskiego w Alpach Wschodnich (Cieszkowski *et al.* 2002).

Warstwy ropianieckie zostały opisane w miejscowości Ropianka w rejonie na SE od Gorlic, jednakże, jak dowiedli Ślącza & Miziołek (1995), w opisanym profilu z Ropianki występują w bezpośrednim, tektonicznym kontakcie trzy różne jednostki litostratygraficzne złożone z cienkoławicowego, piaskowcowo-łupkowego fliszu, reprezentujące różne jednostki tektoniczne, a w dodatku każda innego wieku. Są to kolejno: warstwy inoceramowe jednostki magurskiej wieku senon-paleocen, warstwy hieroglifowe jednostki przedmagurskiej i warstwy cergowskie w facji łupkowo-piaskowcowej jednostki dukielskiej. Zatem z formalnego punktu widzenia profil w Ropiance nie spełnia wystarczająco warunków profilu stratotypowego (Ślącza & Miziołek 1995) i taka jego klasyfikacja może powodować nieporozumienia dotyczące wieku i przynależności utworów. Ponadto brak jest w nim dolnej granicy stratygraficznej kompleksu senońsko-paleoceńskich utworów serii magurskiej. Nadto wybranie stanowiska w Ropiance jako stratotypu może być chybione, podczas gdy istnieją inne profile, w których zarówno profil omawianej jednostki, jak i jej strop oraz spąg są widoczne.

Mając na uwadze wyżej przytoczone fakty, autorzy uznają za najodpowiedniejsze wydzielenie w północnej części płaszczowiny magurskiej pod nazwą „formacja z Jaworzynki (fm)” utworów, których spąg ograniczają pstre łupki turońsko-dolnosenońskiej formacji z Malinowej (*sensu* Birkenmajer & Oszczytko 1989, warstw z Cebuli *sensu* Golonka & Wójcik 1976, 1978) albo też strop senońskiej formacji z Białego (*sensu* Oszczytko *et al.* 2005) (we wschodniej części Beskidu Wyspowego), a strop – eoceńskie pstre łupki formacji z Łabowej (*sensu* Oszczytko 1991). Wspólną cechą tego wydzielenia jest występowanie w różnych proporcjach mikowych piaskowców biotytowych, biotyto-skaleniowych i skaleniowych. Zróżnicowanie tych utworów zarówno w profilu pionowym, jak i lateralne pozwala na wydzielenie w omawianej, łatwo kartowalnej jednostce litostratygraficznej kilku litostratygraficznych wydzieleni o randze ogniwi.

Formacja z Jaworzynki charakteryzuje się występowaniem średnio- i cienkoławicowego fliszu piaskowcowo-łupkowego, ale często pojawiają się w niej gruboławicowe piaskowce, które mogą występować w postaci pojedynczych ławic albo też mogą tworzyć cieńsze lub grubsze kompleksy. W omawianym terenie strop formacji wyznacza granica kontaktu piaskowcowo-łupkowego lub piaskowcowego fliszu z pstryimi łupkami formacji z Łabowej. Spąg w badanym terenie nie jest widoczny. Podścielające formację z Jaworzynki pstre łupki turońskie i dolnego senonu – formacja z Malinowej *sensu* Oszczytko & Birkenmajer (1989) lub też pstre łupki z Cebuli *sensu* Golonka & Wójcik (1976, 1978) – nie odsłaniają się tutaj, ponieważ w większości przypadków dolna granica formacji z Jaworzynki jest granicą tektoniczną. Dolna granica formacji wyznaczona przez pojawienie się wspomnianych górnokredowych łupków pstrych w najbliższym sąsiedztwie omawianego terenu znajduje się w Beskidzkie Żywieckim (por. Sikora & Żytko 1959, Golonka & Wójcik 1976, 1978).

Wspólną cechą różnych litologicznych kompleksów w obrębie formacji z Jaworzynki jest występowanie szaroniebieskawych lub szarozielonawych, a po zwiertzeniu szarych, niekiedy brudnatnawordzawych, wapnistych, muskowitzowych, drobnoziarnistych, frakcjonowanych piaskowców z laminacją równoległą i przekątną, niekiedy konwolucyjną. W składzie piaskowców dominuje kwarc, liczny jest muskowitz koncentrujący się na powierzchniach laminacji, w mniejszej ilości biotyt, skalenie i glaukonit. Te ostatnie nie zawsze występują

w zauważalnej ilości. Oddzielność wzdłuż lamin nadaje piaskowcom skorupowy charakter. Nierzadko, wśród tych piaskowców można spotkać grubsze ławice 0.5–1.0 m, niekiedy dochodzące nawet do 2 m. Piaskowce przekładane są cienkimi wkładkami twardych, szarych lub szaroniebieskawych nieco wapnistych łupków albo szarozielonawych bezwapnistych łupków.

Wśród piaskowcowo łupkowych utworów pojawiają się cienkie wkładki twardych jasnoszarych lub kremowożółtawych margli o grubości najczęściej 1–2 cm, zwykle w mniejszym lub większym stopniu zbioturbowanych. Występują one w obrębie turbidytów w sekwencji piaskowiec – margiel – łupek. Częściej pojawiają się w wyższej części omawianej formacji. Tu też niekiedy pojawiają się pojedyncze kalcyturbidity reprezentowane przez twarde margle lub wapienie margliste grubości 5–7 cm. W wapieniach obserwować można gradację uziarnienia, laminację równoległą, rzadziej przekątną. W najniższej części takich ławiczek, gdzie koncentruje się najgrubsza frakcja materiału detrytycznego, oprócz okrucich skał węglanowych obserwuje się w różnej ilości ziarna pochodzenia sylikoklastycznego, w głównej mierze reprezentowanego przez kwarc. Ziarnom tym towarzyszą niekiedy pokruszone w wielu przypadkach skorupki otwornic m.in. z rodzajów *Heterohelix* i *Globotruncana*, a czasem też radiolari. Ku stropowi ławic wzrasta ilość materiału ilastego i omawiane utwory przechodzą stopniowo w miękkie, szare lub szarozielonawe łupki margliste i kolejno ilaste. Obserwuje się tu bioturbacje, a jedną z najczęstszych ichnoskamieniałości jest *Chondrites*. Podobne kalciturbidity opisane były z formacji z Białego (warstwy z Kaniny) z podjednostki bystrzyckiej płaszczowiny magurskiej (Cieszkowski *et al.* 1989). Lokalnie w wyższej części formacji pojawiają się wkładki pstrych, czerwonych i zielonych łupków. Książkiewicz (1974a, b) wspomina też o wystąpieniach w „warstwach ropianieckich normalnych” spongiolitów, ale na omawianym terenie ich nie stwierdzono, choć ich pojedyncze wystąpienia w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej są znane, m.in. z obszarów na W od Żywca.

W obrębie formacji z Jaworzynki pojawiają się piaskowce glaukonitowo-biotytowe. Są to cienko- i średnioławicowe piaskowce osiągające niekiedy 0.5 m grubości, szaroniebieskawe, wapniste, muskowitowe, drobno-, rzadziej średnioziarniste o frakcyjnym uziarnieniu. Obserwuje się w nich laminację równoległą i przekątną. Głównym składnikiem piaskowców jest kwarc, sporadycznie występują skalenie i biotyt oraz w mniejszych lub większych ilościach glaukonit. Muskowit, nieraz w dużych ilościach, koncentruje się na powierzchniach laminacji, zwykle z domieszką uwęglonego detrytus roślinnego. Występują tu też średnio- i gruboziarniste piaskowce z licznym glaukonitem i muskowitem oraz biotytem (w zauważalnych ilościach). Skalenie, choć jest ich niewiele, zaznaczają się jasnymi ziarnami w szarym tle piaskowców. Piaskowcom towarzyszą niekiedy w znaczniejszej ilości, szarozielonkawe, miękkie łupki ilaste miejscami słabo wapniste o liściastym lub blaszkowym rozpadzie. Kompleks utworów fliszowych, w którym dominują opisane glaukonitowo-biotytowe piaskowce, został wyróżniony przez Książkiewicza (1974a, b) między Stryżowem a Dąbrówką (Fig. 1). Jego zdaniem utwory te odpowiadają piaskowcom biotytowym opisanym przez Burtan (1973a, b) z Beskidu Śląskiego jako warstwy z Jaworzynki.

W omawianej części formacji znaczną rolę odgrywają średnio- lub gruboławicowe, jednak rzadko przekraczające 0.5 m piaskowce glaukonitowe, zasobne nie tylko w glaukonit, ale także zawierające spore domieszki skaleni. Miejscami dominują one w profilu

i w rejonie na N od Tarnawy Górnej tworzą one znacznej grubości kompleks. Jego głównym składnikiem są piaskowce gruboziarniste, dość twarde, z obfitym białym skalaniem i glaukonitem. Występują one w ławicach do 0.5 m grubości. Piaskowce po zwietrzeniu charakteryzuje brudnozielona barwa, czym odróżniają się od dość podobnych arkozowych piaskowców wyżejległego ogniwa piaskowców ze Skawiec. Spoiwo tych piaskowców jest zwykle ilasto-wapniste, ale występują też piaskowce bezwapniste, o spoiwie ilasto-krzemionkowym. W składzie tych piaskowców dominuje kwarc, w różnej ilości skalenie, liczny muskowit, zwłaszcza na powierzchniach laminacji, ale także w masywnych piaskowcach, miejscami w zauważalnej ilości – biotyt, liczny glaukonit. Występują tu też drobnokalibrowe zlepieńce budujące zwykle dolne części ławic gruboziarnistych piaskowców, złożone z ziaren i okruchów dochodzących do 1 cm średnicy. W ich składzie wyróżnia się kwarc, muskowit, niekiedy biotyt, glaukonit oraz liczne, częściowo zwietrzałe białe skalenie. Ponadto występują tu okruchy skał metamorficznych, w tym łupków chlorytowych, muskowitowych, rzadziej biotytowych oraz zielonych i popielatych fyllitów, a także okruchy skał węglanowych, głównie wapieni. Te ostatnie wietrzejąc, nadają skale charakterystyczne żółtawe cętki. W zlepieńcach tych obficie występuje muskowit, niekiedy biotyt oraz glaukonit. Podobnie jak piaskowce arkozowe, tak i piaskowce glaukonitowo-skaleniowe tworzą kompleksy możliwe do kartowania na mapie (por. Książkiewicz 1974a, b).

Ogniwo łupków z Gołyni (og.). W opisie warstw z Gołyni Książkiewicz (1974a, b) wyróżnił gruboławicowe piaskowce obejmujące znaczną część miąższości tego wydzielenia oraz ciemne i zielone łupki. Facja ta reprezentowana jest przez ciemnoszare, niekiedy czarne łupki, miejscami z wkładkami cienko- oraz średnioławicowych piaskowców typu inoceramowego, które pojawiają się najczęściej pod piaskowcami zaliczonymi przez autorów (patrz niżej) do ogniwa piaskowców z Mutnego. Łupki te bywają częściowo lub całkowicie zastępowane przez piaskowce gruboławicowe. Podobne ciemne łupki paleoceńskiego wieku zostały m.in. wydzielone przez Burtan (1973a, b) jako „czarne łupki” z miejscowości Jaworzynka na SW od Koniakowa. Tam podścielają one lub miejscami zastępują piaskowce z Mutnego wydzielone przez Burtan (1973a, b) jako piaskowce z Łyski (góra Łyska w rejonie miejscowości Mutne koło Jeleśni). Tam gdzie omawiane utwory można bez trudu kartować, autorzy proponują nazwać wydzielenie facji łupkowej „warstw z Gołyni” jako ogniwo łupków z Gołyni (og.), będące podjednostką litostratygraficzną formacji z Jaworzynki. Zielone łupki warstw z Gołyni w ujęciu Książkiewicza (1974a, b) występują zwykle jako najwyższy poziom tego wydzielenia ponad wspomnianymi piaskowcami, jednakże na omawianym terenie wystąpienie takich łupków jest zaznaczone na mapie jedynie na w pobliżu Dąbrówki (Fig. 1) i to w stropie gruboławicowych piaskowców z wkładkami piaskowców glaukonitowych „warstw ropianieckich” (wg autorów są to najprawdopodobniej piaskowce z Mutnego), a bezpośrednio pod pstrymi łupkami formacji z Łabowej.

Ogniwo piaskowców z Mutnego (og.). Książkiewicz (1974a, b) jako jedno z „ogniw” opisał „warstwy ropianieckie z wkładkami piaskowców arkozowych” paleoceńskiego wieku, wspominając, że jedne z najlepszych odsłoneń tych utworów znajdują się w Kukowie (Fig. 1). Nadmieniał też, że istnieje podobieństwo między tymi utworami a warstwami z Mutnego opisanymi przez Sikorę & Żytkę (1959). Warstwy te reprezentowane są przez piaskowce gruboławicowe dochodzące do 170 m grubości bądź ciemne łupki. Zdaniem autorów „warstwy ropianieckie z wkładkami piaskowców arkozowych” oraz piaskowce gru-

boławicowe warstw z Gołyni reprezentują ten sam poziom litostratygraficzny i przyporządkowują je do ogniwa piaskowców z Mutnego.

Ogniwo piaskowców z Mutnego (Fig. 10, 11) reprezentuje kilka odmian piaskowców. Jedną z nich, podrzędnie występującą, są stalowoszare lub szaroniebieskawe, średnio- i cienkoławicowe, drobnno-, rzadziej średnioziarniste mikowe piaskowce o wapnistym spoiwie.



Fig. 10. Piaskowce z Mutnego (paleocen). Sucha Zawodzie

Fig. 10. Mutne Sandstones (Paleocene). Sucha Zawodzie



Fig. 11. Blok piaskowca z Mutnego z klastami węgla. Sucha Zawodzie

Fig. 11. Block of the Mutne Sandstone with coal clasts. Sucha Zawodzie

Piaskowce te są frakcjonowane, laminowane równoległe lub przekątnie, a miejscami konwolutnie. W niektórych ławicach piaskowców o równoległej laminacji obserwuje się oddzielność płytową. Są one podobne do piaskowców normalnie występujących w „warstwach inoceramowych”.

W ogniwie piaskowców z Mutnego dominują piaskowce gruboławicowe o ławicach 0.5–1.2 m grubości. Czasem pojawiają się ławice grubsze, amalgamowane. Są to przeważnie piaskowce średnio- i gruboziarniste, niekiedy zlepieńcowate, w niższej części ławicy masywne, w wyższej – ze słabo zaznaczoną laminacją równoległą, a w przystropowej części – przekątną. Piaskowce są stalowoszare, po zwietrzeniu jasnobrunatne lub szare. W dolnych częściach ławic piaskowce są często zlepieńcowate. Tu pojawiają się też drobnokalibrowe zlepieńce. W składzie piaskowców dominuje kwarc, w mniejszej ilości występują skalenie, okruchy skał metamorficznych, łupków mikowych, fylitów, a także klasty łupków lub margli. Zwykle w piaskowcach notuje się okruchy wapieni, miejscami liczniejsze. W kilku przypadkach stwierdzono w nich okruchy litotamnii. Zawsze obecny jest w skałe muskowit, niekiedy biotyt, a miejscami pojawia się też glaukonit. W większości piaskowców gruboławicowych glaukonit jest nieobecny, ale istnieją pojedyncze ławice, w których jego udział jest znaczniejszy. W Kukowie zaobserwowano pojedyncze przypadki piaskowców z drobnymi okruchami błyszczącego węgla. Spoiwo piaskowców jest węglanowe lub rzadziej węglanowo-krzemionkowe.

Zlepieńce mają podobny skład do piaskowców. Częściej pojawiają się w nich okruchy skał węglanowych, margli i wapieni. Czasami można zaobserwować w nich trochity. W Kukowie stwierdzono wkładki zlepieńców grubokalibrowych. W zlepieńcach tych w drobniejszym matrix o składzie podobnym do wyżej opisanych drobnych zlepieńców występują liczne skały węglanowe. Są to słabo obtoczone lub ostrokrawędziste okruchy wapieni, wapieni marglistych oraz twardych margli, a rzadziej wapnistych piaskowców. Najczęściej wielkości otoczków lub nieobtoczonych klastów wahają się między 2–10 cm, lecz bywają fragmenty większe, sięgające 15–20 cm, a sporadycznie do 0.5 m. Wyróżnia się tu najczęściej masywne wapienie pelityczne, rzadziej wapienie zapiaszczone z zaznaczoną laminacją równoległą, czasem przekątną. W kilku ławicach zlepieńce przybierają charakter brekcji sedimentacyjnej, złożonej z tabliczkowatych klastów marglistych wapieni pelitycznych układających się miejscami równoległe do uławicenia. W wapieniach i marglach stwierdzono w niewielkiej ilości zachowane otwornice, m.in. z rodzaju *Globotruncana*, a miejscami także radiolarie. Występujące tu twarde margle przypominają podobne utwory obserwowane w piaskowcach z Mutnego w Mutnem, gdzie ich klasty osiągają znaczne rozmiary, a nawet tworzą olistolity, których odsłonięte fragmenty dochodzą do kilkunastu metrów (Cieszkowski *et al.* 2000, Chodyń 2002).

Piaskowcom towarzyszą łupki ciemnoszare lub prawie czarne, często mułowcowe z muskowitowym pelitem i detrytusem roślinnym, tworzące wkładki od kilku do kilkunastu centymetrów, a miejscami do 1 m. Występują też ilaste lub margliste, dosyć twarde, blaszkowo rozpadające się łupki, które w najwyższej części wydzielenia są koloru zielonego. W grubszych, liczących 0.5–0.8 m pakietach łupkowych pojawiają się wkładki laminowanych, wapnistych, mikowych piaskowców typu inoceramowego. Stwierdzono też pojedyncze wystąpienia wapieni turbiditowych o ławicach 8–10 cm. Wapienie te w spągu są masywne, a wyżej – laminowane równoległe i przekątnie. W szlifie zaobserwowano w nich drobne, słabo zachowane szczątki otwornic o wapiennych skorupkach, a niekiedy pojedyncze radiolarie.

Piaskowce opisane przez Sikorę & Żytkę (1960) pod nazwą piaskowców z Mutnego występujące w odkrywkach przy szosie Jeleśnia – Żywiec są makroskopowo oraz mikroskopowo identyczne z piaskowcami, które opisane były przez Burtan (Burtan & Sokołowski 1956) jako piaskowce z Łyski (góra nad Mutnem) (Chodyń 2002).

Formacja z Łabowej (fm.)

Utwory formacji z Łabowej występujące w badanym terenie wiekowo reprezentują późny paleocen-środkowy eocen (Cieszkowski & Waškowska-Oliwa 2001). Są one zbudowane z trzech kompleksów pstrych łupków rozdzielonych dwoma ogniwami gruboławicowych piaskowców z Żurawicy i ze Skawiec.

Piaskowce te były w północnej strefie płaszczowiny magurskiej określone jako „warstwy ciężkowickie” (Książkiewicz 1974a, b, Cieszkowski *et al.* 1999). Nazwa „warstwy ciężkowickie” została przeniesiona z jednostki śląskiej, w której w podobnej pozycji litostratygraficznej oraz w bardzo zbliżonym wykształceniu do utworów z jednostki magurskiej znajdują się kompleksy piaskowcowe z pstryimi łupkami. Uwzględniając fakt, że właściwe piaskowce ciężkowickie opisane z płaszczowiny śląskiej stanowią całkowicie odrębny litosom, zdeponowany w basenie śląskim, w nawiązaniu do pracy Oszczytko (1991) zaproponowano dla „warstw ciężkowickich” nazwę „formacja łupków z Łabowej”, a dla kompleksów piaskowcowych – „ogniwo piaskowca ze Skawiec” (Cieszkowski & Waškowska-Oliwa 2001). W niniejszej pracy autorzy proponują zachowanie nazwy „ogniwo piaskowców ze Skawiec” dla kompleksu wyższego, a dla niższego wprowadzenie nazwy „ogniwo piaskowców z Żurawicy”. Wiek formacji z Łabowej w rejonie Suchej Beskidzkiej (Fig. 1) został określony na paleocen-środkowy eocen (Książkiewicz 1974a, b, Cieszkowski & Waškowska-Oliwa 2001).

Łupki pstre formacji z Łabowej wieku paleocen-środkowy eocen (Fig. 12), w rejonie badań tworzą trzy poziomy: dolny, środkowy i górny (Cieszkowski & Waškowska-Oliwa 2001).



Fig. 12. Łupki pstre formacji z Łabowej (górny paleocen-środkowy eocen). Sucha, potok Stryżawka

Fig. 12. Variegated Shales of Łabowa Formation (Upper Paleocene-Middle Eocene).
Sucha, Stryżawka Stream

Łupki pstre dolne są dobrze rozwinięte w brzeżnej strefie jednostki magurskiej, gdzie tworzą na dużej przestrzeni stosunkowo ciągły poziom o niewielkiej miąższości. Są to łupki ilaste, przeważnie czerwone, z pojedynczymi wkładkami cienkoławicowych piaskowców glaukonitowych, rzadko tworzącymi niegrube pakiety. Spoczywają one na warstwach z Jaworzynki.

W środkowym pakiecie pstrych łupków pojawia się więcej wkładek zielonych łupków ilastych.

Łupki pstre górne są złożone z naprzemianległych kompleksów łupków czerwonych i zielonych. Zawierają one więcej wkładek piaskowcowych, a w ich górnej części przeważają zwykle łupki zielone. Piaskowce te są cienkoławicowe, od 1–10 cm, glaukonitowe. Miejscami pojawiają się tu piaskowce wapniste, a niekiedy miękkie albo twarde, szare margle, a nawet wapienie turbiditowe. Rzadziej zdarzają się wtrącenia piaskowców w ławicach o grubości 0.5 m, gruboziarnistych, frakcjonalnie warstwowanych. W niższej części górnego poziomu pstrych łupków obserwuje się poziom mineralizacji manganowej. Można tu spotkać конкреcje manganowe, w których obserwuje się niekiedy obecność rodochrozytu otoczonego naskorupieniami tlenków manganu. Naloty i naskorupienia manganowe obserwuje się też na łupkach, piaskowcach i mułowcach. W towarzystwie poziomu manganowego obserwuje się cienkie, nieprzekraczające 1 cm wkładki bentonitów.

Ogniwo piaskowca z Żurawnicy (og.) (nowa nazwa). Nazwę „piaskowiec żurawicki” zaproponował dla tego poziomu Książkiewicz (1974b, str. 35). Nazwa ta pochodzi od góry Żurawnica k. Krzeszowa. Wcześniej piaskowce tego poziomu, podobnie jak i wyższego, nazywane były piaskowcami ciężkowickimi, a następnie opisane łącznie z ogniwem piaskowców ze Skawiec (Cieszkowski & Waśkowska-Oliwa 2001). Jest to kompleks zbudowany z piaskowców gruboławicowych, wapnistych, średnio- i drobnoziarnistych, miejscami zlepieńcowatych, które są dobrze rozwinięte w grzbiecie między Skawcami a Tarnawą Dolną (Fig. 1). Grubość ławic wynosi 30–70 cm, grubsze ławice zdarzają się wyjątkowo. W stanie świeżym piaskowce mają barwę niebieskawą, którą niektóre odmiany utrzymują nawet w stanie dużego zaawansowania w wietrzeniu. Piaskowce są przeważnie średnioziarniste, nierównoziarniste, złożone głównie z kwarcu, nielicznych skaleni, okruchów łupków chlorytowych, serycytowych, fyllitów, wapieni. Muskowit i glaukonit są w nich prawie nieobecne. Wiele ławic, zwłaszcza drobniej ziarnistych, pozbawionych jest skaleni. Charakterystyczne dla tego kompleksu jest występowanie drobnoziarnistych, średnioławicowych piaskowców o spoiwie kalcytowym. W płytkach cienkich widoczne są duże otwornice, a także małe, wapienne, szczątki mszywiołów, litotamni i innych glonów, występujące licznie zwłaszcza wtedy, gdy skała wzbogacona jest w ziarna wapieni. Zlepienie w tym ogniwie występują podrzędnie, składają się z kwarcu (szarego, bezbarwnego, mlecznego, czarnego), skaleni i okruchów łupków krystalicznych. Otoczaki osiągają wielkości do 4 cm średnicy. Miąższość tego ogniw wynosi 150–200 m, a w rejonie Tarnawy dochodzi do około 300 m.

Piaskowiec ze Skawiec (og.). Ogniwo to reprezentowane jest przez piaskowce masywne, grubo- lub bardzo gruboławicowe, gruboziarniste i zlepieńcowate, przekładane zazwyczaj jedynie cienkimi wkładkami łupków (Fig. 13, 14). Warstwowanie frakcjonalne jest w nich mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczone, a czasami pojawia się inwersja gradacji uziarnienia. Grubość pojedynczych ławic wynosi zwykle około 1 m, nierzadko jednak jest większa, niektóre ławice złożone, porozdzielane powierzchniami amalgamacji dochodzą

do 4, a nawet 8 m miąższości. Zlepieńce, reprezentujące przeważnie drobne frakcje, występują często jako smugi i soczewki, zwłaszcza w niższych częściach ławic piaskowcowych, rzadziej jako samodzielne ławice. Barwa piaskowców w stanie świeżym jest stalowoszara, po zwietrzeniu żółtawa z lekkim zielonawym odcieniem. Piaskowce składają się głównie z kwarcu i skaleni i niemal zawsze z domieszkami okruchów łupków krystalicznych, głównie zielonych i szarych fyllitów, łupków chlorytowych, a także okruchów skał węglanowych itd.



Fig. 13. Ogniwio piaskowców ze Skawiec (eocen dolny-środkowy). Tarnawa Dolna

Fig. 13. Skawce Sandstone Member (Middle-Upper Eocene). Tarnawa Dolna



Fig. 14. Blok zlepieńca. Ogniwio piaskowców ze Skawiec (eocen dolny-środkowy). Tarnawa Dolna

Fig. 14. Block of conglomerate. Skawce Sandstone Member (Middle-Upper Eocene). Tarnawa Dolna

W drobnokalibrowych zlepieńcach obserwuje się miejscami nieco większe domieszki okruchów pelitycznych wapieni. Towarzyszą im zazwyczaj litotamnia. W większych fragmentach 1–4 cm można zaobserwować glonowe struktury nawet makroskopowo. Glaukonit występuje nielicznie i nie we wszystkich ławicach. Spoiwo jest wapienno-ilaste, ale na ogół piaskowce są mniej wapniste niż w ogniwie dolnym. W niektórych stanowiskach obserwowano dużych rozmiarów ichnoskamieniałości z rodzaju *Zoophycos*.

Łupki tworzą zazwyczaj cienkie wkładki parocentymetrowej grubości. Są one ilaste, najczęściej zielone, czasem też pstre. Wkładki łupków niekiedy są grubsze (do kilku metrów miąższości) i można je wtedy kartograficznie zaznaczyć. W tych grubszych wtrąceniach występują niemal zawsze pakiety piaskowców glaukonitowych podobnie jak w ogniwie dolnym. Miąższość piaskowców ze Skawiec wynosi do 350 m w rejonie Tarnawy Dolnej, a w rejonie Skawiec około 200 m (Fig. 1).

Formacja beloweska (fm.)

W polskim sektorze płaszczowiny magurskiej formacja beloweska jako sformalizowana, litostratygraficzna jednostka została opisana w podjednostce bystrzyckiej (Oszczypko 1991). W zamieszczonym schemacie litostratygraficznym w pracy Oszczypko *et al.* (2002) zaznaczony jest jej zasięg także w podjednostkach raczańskiej i Siar, gdzie zajmuje ona pozycję warstw hieroglifowych. W rejonie Suchej Beskidzkiej utwory tej formacji były opisane przez Książkiewicza (1974) jako warstwy hieroglifowe, z adnotacją, że są uznane za warstwy beloweskie górne (*op. cit.* str. 41 „Warstwy hieroglifowe/beloweskie górne”). Wydzielenie warstw beloweskich w obrębie płaszczowiny magurskiej używane jest od lat przez karpaccich geologów słowackich i czeskich (Matějka & Zelenka 1931–1932, Leško & Samuel 1968, Janočko *et al.* 2003), przy czym wielu autorów łupki pstre formacji z Łabowej uznano za niższą część warstw beloweskich. Nazwa formacji beloweskiej pochodzi od miejscowości Beloveža we wschodniej Słowacji, gdzie znajduje się typowy profil tej formacji.

W rejonie Suchej Beskidzkiej utwory formacji beloweskiej zalegają na pstrych łupkach formacji z Łabowej, bezpośrednio pod utworami formacji makowskiej. Nie są one, jednak jednolicie rozprzestrzenione w całym omawianym terenie. Miąższość tego wydzielenia waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów, ale w wielu przypadkach ulega ono wyklinowaniu i ogniwo zembrzyckie formacji makowskiej zalega wprost na łupkach formacji z Łabowej. Niekiedy jest to związane z tektoniczną redukcją formacji beloweskiej.

Formację beloweską na prezentowanym obszarze tworzą dwie facje, z których pierwsza, łupkowa jest związana z brzeżną częścią płaszczowiny magurskiej, natomiast facja „normalna” *sensu* Książkiewicz (1974a, b), piaskowcowo-łupkowa występuje przede wszystkim bezpośrednio na południe od niego. Przejścia lateralne między tymi facjami są stopniowe. Książkiewicz (1974a, b) opisał fację północną jako warstwy hieroglifowe w facji łupków zielonych.

Facja łupkowa formacji beloweskiej jest tu reprezentowana głównie przez szarozielonawe łupki o dość grubej łupliwości, przeważnie bezwapniste. Towarzyszą im jaśniejsze, szare łupki wapniste, a miejscami miękkie, plastyczne, żółtawobeżowe łupki margliste i kilkunastocentymetrowe wkładki twardych, popielatych margli, przypominających margle

łąckie, a sporadycznie cienkie warstewki marglistych wapieni turbiditowych. Występują tu również cienkie wkładki syderytów ilastych. Notowano także wystąpienia kongrecji manganowych (Książkiewicz 1974 b, Cieszkowski & Wieser 1979). Książkiewicz (1974b) opisuje też wystąpienie 1 cm warstewki zbentonitowanego tufitu. Wystąpienie zbentonitowanego tufitu w podobnej pozycji stratygraficznej znane jest z odsłonięcia w potoku Koszarawa w pobliżu przysiółka Pewel Mała (Cieszkowski *et al.* 1985a).

Piaskowce w tej facji formacji belowskiej występują podrzędnie i w stosunku do łupków proporcje ich udziału wynoszą 1:5 i 1:10. Piaskowce mają szaroniebieskawą lub szarozielonawą barwę, są drobnoziarniste, frakcjonowane, laminowane równolegle i przekątnie, a niekiedy konwolutive. W składzie piaskowców dominuje kwarc, w niewielkiej ilości pojawia się muskowit i w różnej ilości glaukonit, czasami detrytus roślinny. Spoiwo piaskowców jest najczęściej wapniste lub wapnisto-krzemionkowe. Pękają one kostkowo, a niekiedy wykazują oddzielność płytkową. Ku południowi udział piaskowców wzrasta i stosunek piaskowców do łupków wynosi 1:2 i 1:1. Łupki przekładające piaskowce są przeważnie brudnozielone, bezwapniste, o liściastym rozpadzie. W dolnej części formacji mogą się pojawiać cienkie pakiety pstrych łupków.

W obrębie formacji belowskiej została oznaczona mikrofauna otwornicowa wskazująca na środkowo- i późnoeocenijski wiek tych warstw (poziomy *Reticulophragmium amplectens* oraz *Ammodiscus, latus*), choć nie można wykluczyć, że w niektórych miejscach łupkowa facja warstw belowskich w brzeżnej strefie płaszczowiny magurskiej reprezentuje wyłącznie eocen górny. Autorzy proponują, by ww. fację łupkową formacji belowskiej nazwać ogniwem łupków z Drożdżyny (potok w Budzowie), a fację piaskowcowo-łupkową (normalne warstwy hieroglifowe *sensu* Książkiewicz 1974) ogniwem z Grzechyni.

Formacja makowska (fm.) (nowa nazwa)

Nazwa formacji pochodzi od Beskidu Makowskiego, w którego północnej części formacja ta jest rozprzestrzeniona. Jest tam wykształcony pełny, klasyczny jej profil opisywany przez Książkiewicza oraz dostępne odsłonięcia. Ma ona zastąpić nieformalną nazwę „warstwy magurskie” zaproponowaną przez Książkiewicza (1974a, b).

Na analizowanym terenie formacja makowska jest trójdzielna i składa się z ogniw:

- zembrzyckiego,
- wątkowskiego,
- budzowskiego.

Formacja ta w rejonie Suchoj Beskidzkiej zalega na formacji belowskiej, a w strefach, gdzie brak jest osadów formacji belowskiej, znajduje się bezpośrednio nad formacją z Łabowej. Górna granica formacji makowskiej jest granicą erozyjną. Odpowiednikiem formacji makowskiej jest formacja ze Zlina, ale typowa formacja ze Zlina (zlińska) obejmuje również osady jednostki strefy raczańskiej (Matějka & Roth 1949, 1956, Pešl 1964, Janočko *et al.* 2003).

Ogniwo łupków zembrzyckich (og.). Podstawą wydzielenia tej jednostki litostratygraficznej jest obecność litotypu tzw. łupków podmagurskich, dlatego też były wyróżniane przez Książkiewicza (1974a, b) jako warstwy podmagurskie. Autor ten (Książkiewicz

1974b) jednocześnie w przypisach wskazał na możliwość zastosowania nazwy regionalnej – „łupki zembrzyckie”. Są to masywne, grubołupliwe, margliste łupki, mułowce lub margle oraz piaskowce, zazwyczaj glaukonitowe (Fig. 15). Łupki są szarozielonawe lub żółtawo-oliwkowe, popielatoszare lub beżowe, po zwietrzeniu jaśniejsze, mniej lub bardziej margliste, o rozpadzie tabliczkowym, sierpowym, muszlowym lub kulistym. W płytkach cienkich wykonanych z twardszych margli łupkowych obserwowano miejscami trudne do identyfikacji, choć masowo występujące, mocno skorodowane skorupki otwornic wapiennych, m.in. z rodziny *Globigerinidae*. Stopień ich syndiagenetycznej korozji jest tak zaawansowany, że przy próbie maceracji omawianych margli skorupki otwornic ulegają całkowitemu rozpadowi i nie udaje się uzyskać z nich materiału do oznaczeń mikropaleontologicznych. W ogniwie zembrzyckim w podrzędnej ilości występują też ciemnopopielate lub prawie czarne łupki i margle o barwie brunatnej. Te ostatnie przypominają utwory występujące w jednostce grybowskiej, zwane łupkami lub marglami grybowskimi *sensu* Kozikowski (1953). Szarozielone łupki ilaste występują tu rzadko. Łupki tworzą najczęściej warstwy grubości 0.5–2.5 m, ale zdarzają się warstwy dochodzące do 4 m, a niekiedy grubsze. Piaskowce tworzą ławice od kilkunastu centymetrów do 0.5 m, ale spotyka się ławice grubsze, dochodzące nawet do 1.5 m lub (wyjątkowo) więcej. Piaskowce tworzące cieńsze ławice są zazwyczaj drobno- lub średnioziarniste, frakcjonowane, z laminacją równoległą i przekątną, rzadziej konwolucyjną. W grubszych ławicach pojawia się frakcja gruboziarnista, a rzadziej zlepionowata. W najgrubszych ławicach piaskowce są masywne o ziarnie źle wysortowanym. W składzie piaskowców dominuje kwarc, niekiedy obficie występuje muskowił, w mniejszych lub większych ilościach skalenie, okruchy łupków metamorficznych oraz nieliczne klasty skał węglanowych. W szczególnych przypadkach w grubszych frakcjach piaskowców napotkać można detryt skał węglanowych, duże otwornice albo okruchy litotamnii. W większości ławic występuje glaukonit, nierzadko w znaczniejszych ilościach. Piaskowce zawierają najczęściej spoiwo wapieniste.



Fig. 15. Ogniwio łupków zembrzyckich (górnny eocen). Sucha Ryczki

Fig. 15. Zembrzyce Shale Member (Upper Eocene). Sucha Ryczki



Fig. 16. Piaskowiec typu piaskowców z Wątkowej w ogniwie łupków zembrzyckich (górnym eocenie). Sucha Ryczki

Fig. 16. Wątkowa type sandstone within Zembrzyce Shale Member (Upper Eocene). Sucha Ryczki

Piaskowce (Fig. 16) są barwy niebieskawoszarej, niekiedy z zielonawym odcieniem związanym z obecnością glaukonitu. Po zwietrzeniu stają się szare lub brunatnoszare. W istocie omawiane piaskowce i łupki warstw zembrzyckich są gruboławicowymi turbiditami, z których każdy rozpoczyna się piaskowcem i stopniowo przechodzi w masywny mułowiec. Niekiedy takie turbidity rozdzielane są pakietami złożonymi z kilku ławic cienkoławicowych piaskowców i łupków o habitusie warstw hieroglifowych. W spągach ławic piaskowców występują hieroglify prądowe. Najczęściej są to ślady wleczenia, rzadziej jamki wirowe i ślady uderzeniowe. Hieroglify organiczne są tu rzadkie.

W ogniwie łupków zembrzyckich łupki zazwyczaj przeważają nad piaskowcami, często dość znacznie. Proporcje łupków i piaskowców wynoszą najczęściej 2:1, a często 5:1 i więcej. Ku górze profilu przewaga łupków maleje. Miąższość ogniwa zembrzyckiego w omawianym terenie jest zmienna i wynosi od kilkudziesięciu metrów do około 500 m. Jest to związane z lateralnym zastępowaniem litotypu „łupków podmagurskich” przez litotyp „glaukonitowych piaskowców magurskich” ogniwa wątkowskiego reprezentującego fałdę kanałowe. Najlepszy przekrój, w którym ogniwo zembrzyckie jest w omawianym terenie odsłonięte, znajduje się w Zembrzycach (Fig. 1). Wiekowo warstwy podmagurskie reprezentują tu eocen górny lub górny eocen/oligocen (Jednorowska 1966, Książkiewicz 1966, 1974a, b, Oszczytko-Clowes 2001).

W niektórych miejscach w spągowej części ogniwa zembrzyckiego pojawia się kompleks gruboławicowych piaskowców (por. Książkiewicz 1974a, b), liczący od kilku do kilkunastu metrów. Piaskowce te są najczęściej gruboziarniste lub zlepieńcowate, a niekiedy przechodzą w drobne zlepieńce. Ich dominującym składnikiem jest kwarc, liczne okruchy zielonych fyllitów oraz łupków sercytowych. W piaskowcach tych miejscami występują też okruchy wapieni, a także duże otwornice i szczątki litotamni. W niektórych profilach, m.in. w Palczy czy w Zachełmnej, kompleks tych piaskowców jest na tyle wyrazisty, że

można je wydzielać jako osobne ogniwo litostratygraficzne formacji makowskiej. Jego zasięg lateralny i ciągłość wymagają prześledzenia. Podobne piaskowce, choć o bardziej urozmaiconym składzie, zostały wyróżnione w spągowej części warstw podmagurskich pomiędzy Wojakową a Rajbrotom i opisane jako osobne wydzielenie litostratygraficzne o randze ogniwa pod nazwą piaskowców z Wojakowej (Cieszkowski 1992). Wcześniej były one tam wyróżniane przez Skoczylas-Ciszewską (1960) jako piaskowce ciężkowickie.

Ogniwo piaskowców z Wątkowej (og.). Ogniwo to ze względu na obecność piaskowców o habitusie zbliżonym do właściwych piaskowców magurskich (w facji muskowitzowej) występujących w krynickiej, bystrzyckiej i raczańskiej podjednostce zostało określone przez Książkiewicza (1966a) mianem piaskowców magurskich. Jednakże z uwagi na obecność w nich glaukonitu, który w facjach właściwych piaskowców magurskich nie występuje, gruboławicowe piaskowce występujące w północnej, brzeżnej strefie płaszczowiny magurskiej zostały określone mianem piaskowców magurskich w facji glaukonitowej lub po prostu nazwą „piaskowce magurskie glaukonitowe”. W istocie piaskowce te stanowią odrębny litosom i obszar ich alimentacji, podobnie jak i piaskowców glaukonitowych w ogniwach zembrzyckim i budzowskim, znajdował się w północnym obrzeżeniu basenu magurskiego. W odróżnieniu od nich obszar alimentacyjny właściwych piaskowców magurskich reprezentujących formację magurską (fm.) *sensu* Birkenmajer & Oszczypko (1989) oraz Oszczypko (1991) obrzeżał basen magurski od południa. W tej sytuacji nazwa „piaskowce magurskie” z formalnego punktu widzenia pozostaje nie do utrzymania. Autorzy przyjmują zatem nadaną tym piaskowcom przez Koszarskiego (1985) nazwę „piaskowce z Wątkowej”, która w literaturze geologicznej stopniowo się utrwała.

Ogniwo tych piaskowców stanowi główny element grzbietotwórczy w południowym rejonie obszaru badań. Są one przeważnie szarozielonawe, średnio- i gruboławicowe o grubości ławic 0.20–1.20 m. Niekiedy napotkać można ławice jeszcze grubsze, złożone, poprzedzielane powierzchniami amalgamacji. Piaskowce te są średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-węglanowym lub krzemionkowo-ilastym. Zdarzają się też piaskowce zlepieńcowate, a tylko w szczególnych przypadkach – zlepieńce. W składzie piaskowców dominuje kwarc, w mniejszych ilościach skalenie i muskowitz, a także klasty mułowców, ilowców i łupków metamorficznych. Muskowitz gromadzi się w wyższych, laminowanych partiach ławic, często towarzyszy mu detrytus roślinny. W większości ławic obserwuje się wyraźną obecność glaukonitu. Piaskowce są frakcjonowane, w wyższych częściach ławic z laminacją równoległą lub przekątną. W grubszych ławicach obserwuje się piaskowce słabiej wysortowane, masywne. Piaskowce przekładane są najczęściej cienkimi wkładkami brudnozzielonych, bezwapnistych łupków. Niekiedy pojawiają się drobnoziarniste, cienkoławicowe, wapieniste piaskowce, którym towarzyszą grubsze wkładki łupków, niekiedy przy- pominające łupki ogniwa zembrzyckiego.

Na spągach ławic piaskowcowych występują hieroglify prądowe wskazujące dostawę materiału klastycznego z NE i ENE. W wielu miejscach strop ogniwa piaskowców wątkowskich jest erozyjny. Jego miąższość jest zmienna i wynosi od kilkuset do 1000 m.

Wiek tych piaskowców ogniwa wątkowskiego jest określany jako późny eocen, ale istnieją przesłanki, że ich sedymentacja przetrwała do oligocenu (Książkiewicz 1974a, b Oszczypko-Clowes 2001).

Ogniwo łupków budzowskich (og.). Typowy profil łupków budzowskich znajduje się w Budzowie (Fig. 1). Jego litologiczny rozwój w znacznej mierze przypomina ogniwo zembrzyckie. Osady te były wyróżniane przez Książkiewicza (1974a, b) jako warstwy nadmagurskie. Autor ten (Książkiewicza 1974b) jednocześnie w przypisach wskazał na możliwość zastosowania nazwy regionalnej „łupki budzowskie”. Dominują tu gruboławicowe turbidity złożone z piaskowców glaukonitowych i grubołuźliwych łupków marglistych i margli. Częściej jednak pojawiają się tu szare, twarde margle. Niekiedy w częściach stropowych ich ławic pojawiają się cienkie, kilkucentymetrowe warstwy rogowców i skrzemionkowanych margli (Książkiewicz 1966). Podobnie jak w ogniwie zembrzyckim, występują tu brunatne łupki i margle, których geochemiczne i mikropaleontologiczne (nanoplankton) podobieństwo do analogicznych utworów z warstw grybowskich wykazywał m.in. Cieszkowski (1992). W ogniwie budzowskim stwierdzono też obecność pojedynczych ławic gruboziarnistych piaskowców wzbogaconych w detrytus skał węglanowych z okruchami litotamni i mszywołów. Piaskowce wzbogacone w podobny materiał obserwowane były też w Laskowej na E od Limanowej (Cieszkowski 1992) oraz na S od Koniakowa (Burtan 1973). Miąższość ogniwa budzowskiego dochodzi do 800 m, jednakże jego strop jest erozyjny. Wiek tych utworów uznany za oligocen przez Jednorowską (1966) i Książkiewicza (1974a, b) został potwierdzony w oparciu o badania zespołów nanoplanktonu wapiennego przez Smagowicz (W: Borysławski 1982) i Dudziaka (W: Birkenmajer & Dudziak 1988) oraz Oszczytko-Clowes (2001), a także w badaniach zespołów otwornicowych wykonane przez Malatę (W: Leszczyński & Malata 2002).

W kilku miejscach, gdzie brzeg nasunięcia płaszczowiny magurskiej cofa się ku południowi, szeroka zazwyczaj na kilka, a nawet kilkanaście kilometrów brzeżna strefa płaszczowiny magurskiej ulega silnemu zwężeniu lub brak jej całkowicie. Z taką sytuacją mamy m.in. do czynienia w rejonie Zatoki Skrzydłnej czy w rejonie Jeziora Rożnowskiego (Cieszkowski 1992). Niekiedy w obszarze na W od Dunajca w profilu omawianej strefy kompleks glaukonitowych piaskowców z Wątkowej zastąpiony jest facją piaskowcowo-łupkową. Trudno jest wtedy rozdzielić kartograficznie łupki zembrzyckie (warstwy podmagurskie) od łupków budzowskich (warstwy nadmagurskie), stąd tam, gdzie trójpodział formacji makowskiej jest trudny do wprowadzenia, można w literaturze spotkać wzmianki o bardzo dużych miąższościach warstw podmagurskich, osiagających nawet 1000 m (Bromowicz 1992, Cieszkowski 1992). Ogniwo piaskowców glaukonitowych znika też na W od Zwardonia, toteż w Słowacji zachodniej i na Morawach nie jest wyróżniane.

Utwory czwartorzędowe

Utwory czwartorzędowe są rozwinięte w dolinie Skawy i jej dopływów jako aluwia oraz na zboczach wzgórz. Osady plejstoceny obejmują źle wysortowane żwiry i gliny tarasów 15–35 m n.p. Skawy, najlepiej rozwinięte w Zembrzycach przy ujściu Paleczki. W górnej części są one zwykle wymieszane gliną i przykryte spęłzającymi glinami zbozczowymi. Wydzielenie to obejmuje również gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego, które mogą występować na badanym obszarze (Książkiewicz 1974a, b).

Najstarszymi utworami holocenu są żwiry i gliny tarasów 7–10 m n.p. rzeki, najlepiej rozwinięte w dolinie potoku Jaszczurowa przy jego ujściu do Skawy. Żwiry i gliny tarasów 3–6 m n.p. rzeki są dobrze rozwinięte i zajmują rozległe przestrzenie (Książkiewicz 1974a, b). Należy do nich między innymi taras i stożek, na którym leżą Zembrzyce i tarasy Skawy poniżej Zembrzyc. Gliny, przeważnie aluwialnego pochodzenia, na tym tarasie są dobrze rozwinięte. Najmłodszymi osadami aluwialnymi są żwiry (kamieńce), piaski i mady koryt rzecznych i tarasów 2–3 m n.p. rzeki. Taras o wysokości 2–3 m jest niemal wszędzie dobrze rozwinięty. Położenie jego krawędzi ulega znacznym zmianom wskutek częstych powodzi.

Koluwia osuwiskowe zajmują dość znaczne obszary (Książkiewicz 1974a, b). Osuwiska powstały w utworach zwietrzelinowych, aluwialnych oraz w utworach skalnego podłoża, głównie w seriach łupkowych w kompleksach gruboławicowych piaskowców. Przyczyny powstawania osuwisk na omawianym obszarze są różne, zwykle powodem ich uruchomienia była erozyjna działalność rzeki Skawy i Stryszówki – podcięcie przez nurt niestabilnych stoków. Osuwiska mogą się uaktywnić po wypełnieniu wodą zbiornika Świnna Poręba, a także po wybudowaniu nowych dróg podcinających zbocza.

TEKTONIKA

W budowie terenu biorą udział utwory płaszczowiny śląskiej zajmujące północną część terenu, na które od południa nasunięte są utwory płaszczowiny magurskiej. W każdej z tych jednostek zaznacza się odmienny styl tektoniki fałdowej i dysjunktywnej (Fig. 17, 18). Nadto obserwujemy tu także różnice w lateralnej budowie geologicznej na wschód i na zachód od przepływającej przez ten teren rzeki Skawy. Rzeka ta zajmuje dolinę, wzdłuż której przebiega tzw. „uskok” Skawy, będący w istocie systemem dyslokacji. Skawa stanowi tu swoistą „linię demarkacyjną”, dlatego w omawianym terenie obserwuje się m.in. po obu jej stronach nie tylko zmianę stylu tektonicznego, ale także zmianę kierunków głównych karpacczych struktur fałdowych z orientacji W-E zaznaczającej się na E od Skawy na orientację WSW-ENE na W od tej rzeki. Na północ od rozważanego terenu, wzdłuż systemu dyslokacyjnego Skawy następuje w jego wschodnim skrzydle przemieszczenie masy płaszczowiny śląskiej ku północy. Skutkiem tego przemieszczenia brzeg płaszczowiny śląskiej na W od Skawy jest cofnięty ku południowi o około 10 km względem jego pozycji na E od tej rzeki (por. Książkiewicz 1972, 1974a, b). Uskoki tego systemu dyslokacyjnego mają też wpływ na cofnięcie ku południowi brzegu nasunięcia magurskiego na W od Skawy, co widoczne jest w omawianym terenie (Fig. 1, 17, 18). Tu jednak przemieszczenie zachodzi stopniowo, wzdłuż kilku uskoków i ma charakter „schodkowy”, a jego łączna amplituda jest mniejsza i nie przekracza 5 km. Wśród uskoków poprzecznych w badanym terenie wyróżnić można uskoki przesuwcze, zrzutowo-przesuwcze, a czasem nożycowe. Niektóre uskoki zaznaczające się w płaszczowinie śląskiej kontynuują się na krótszym czy dłuższym dystansie w płaszczowinie magurskiej, ale w każdej z tych jednostek część uskoków zachowuje swój indywidualny styl tektoniczny. Niektóre z dyslokacji podłużnych to nasunięcia powstałe ze złuskowania antyklin, a inne – w efekcie wytworzenia się ścień na granicy kompleksów skalnych o różnej kompetencji.

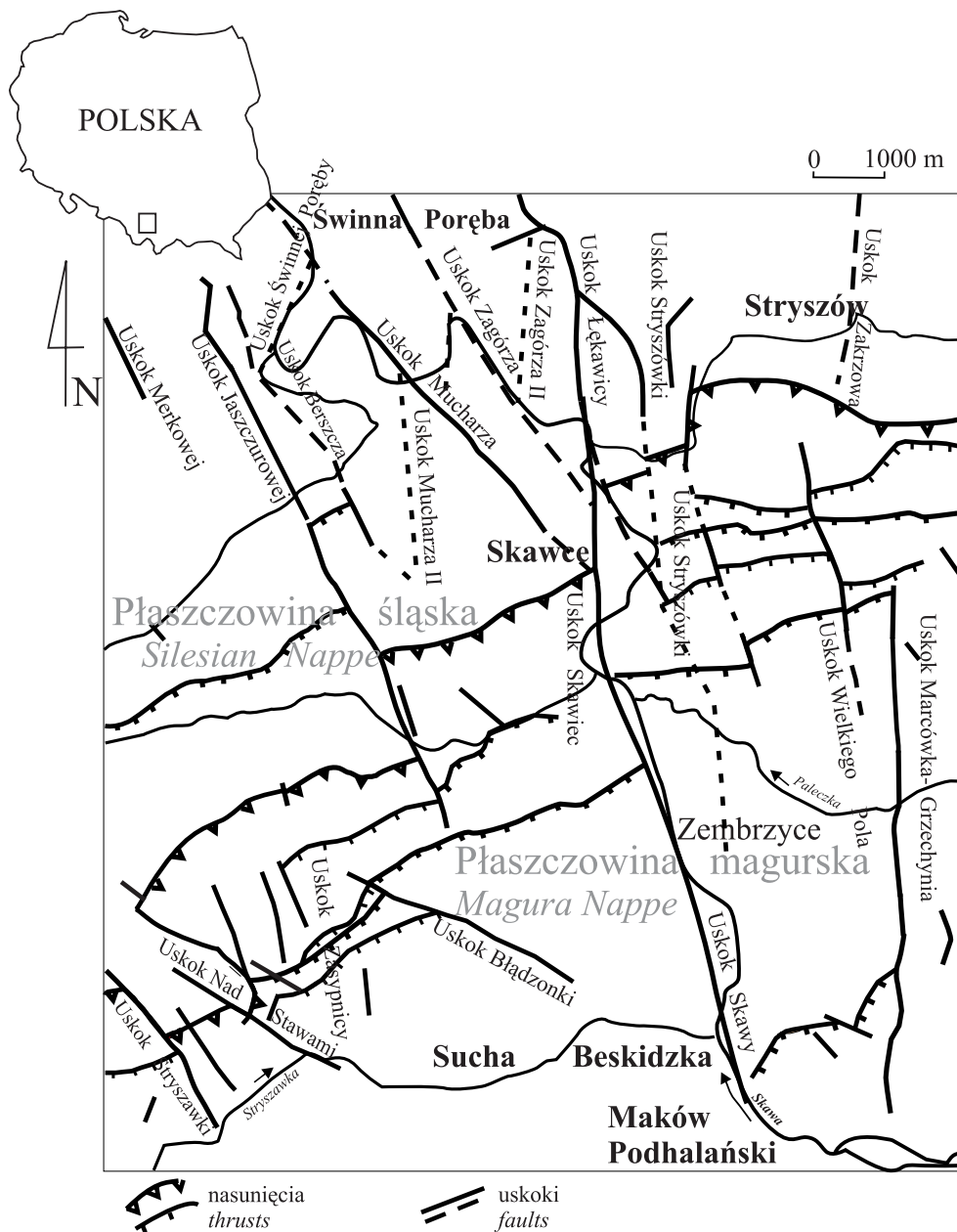


Fig. 17. Mapa lokalizacji głównych uskoków w rejonie na północ od Suchoj Beskidzkiej

Fig. 17. Map with location of the major faults in the area north of Sucha Beskidzka

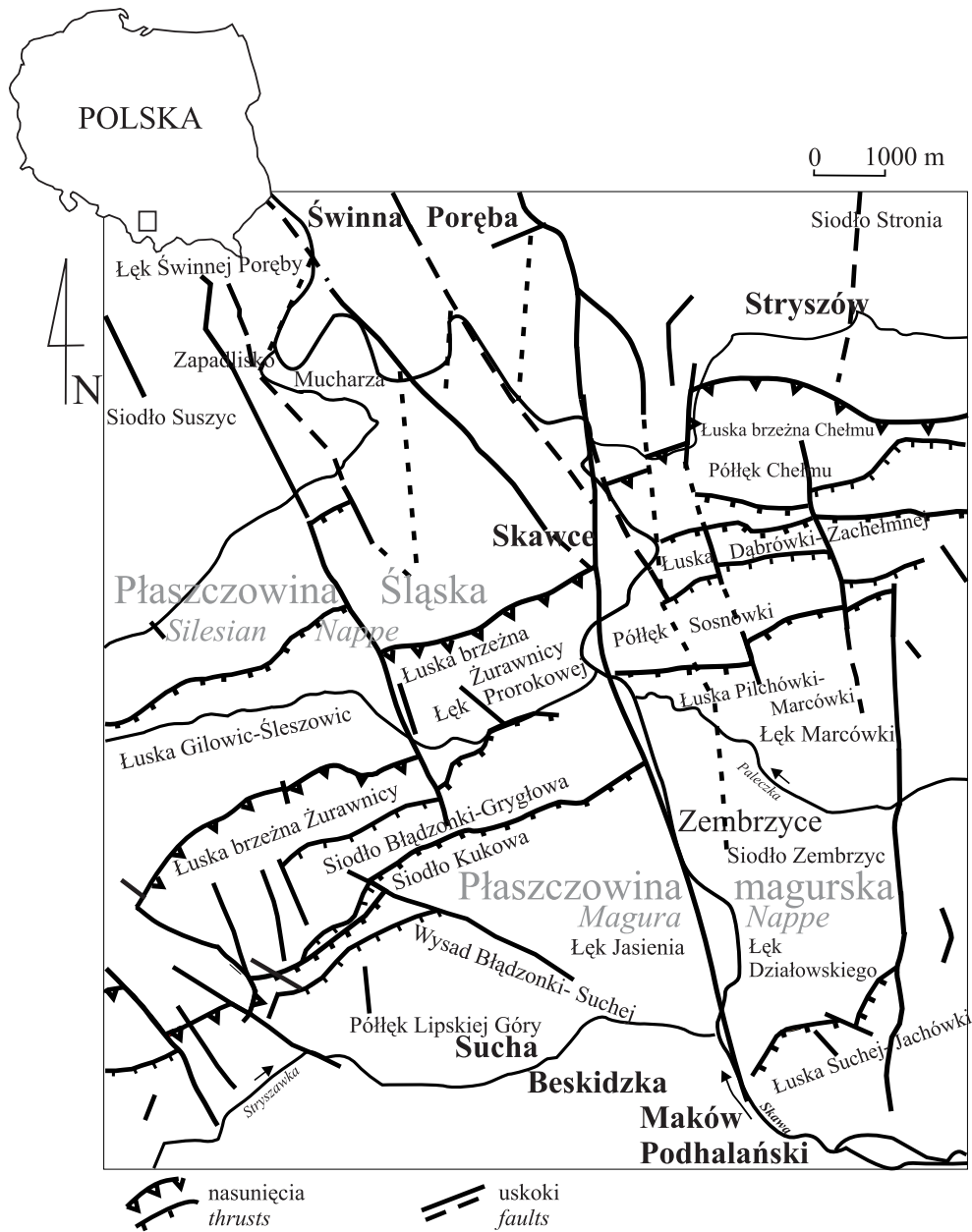


Fig. 18. Mapa lokalizacji głównych nasunięć, łusek, synklin i antyklin w rejonie na północ od Suchej Beskidzkiej

Fig. 18. Map with location of the major thrusts, scales, anticlines and synclines in the area north of Sucha Beskidzka

Płaszczowina śląska

Płaszczowina śląska buduje północną część obszaru badań, a obszar jej występowania położony jest przede wszystkim na W od rzeki Skawy i wchodzi w strukturę uformowanego w tej płaszczowinie bloku Beskidu Małego (Fig. 1, 2, 17, 18). Blok ten od wschodu ograniczony jest uskokiem Klecza Dolna–Łękawica–Dąbrówka (Książkiewicz 1974a, b). Wzdłuż tego uskoku, wchodzącego w system uskoku Skawy, blok Beskidu Małego kontaktuje ze strukturalną strefą Pogórza Lanckorońskiego, rozprzestrzenioną na E od Skawy. Strefa Pogórza Lanckorońskiego jest wzdłuż tego uskoku tektonicznie obniżona, w związku z czym na N od Skawiec dochodzi wzdłuż niego do kontaktu górnokredowych utworów bloku Beskidu Małego z oligoceńskimi utworami strefy Pogórza Lanckorońskiego.

W północno-zachodniej części terenu wyróżnia się synklinę (łęk) Żaru–Świnnej Poręby z warstwami istebniańskimi w jądrze oraz antyklinę (siodło) Leskowca, której jądro zbudowane jest z warstw godulskich środkowych. Wschodnie przedłużenie tej antykliny zostało na szkicu tektonicznym Książkiewicza (1974b) określone mianem siodła Suszyc. Tylko w zachodniej części skrzydło południowe synkliny Żaru–Świnnej Poręby jest zachowane, bowiem w części wschodniej jest ono zredukowane wskutek złuskowania i nasunięcia antykliny Leskowca–Suszyc. W jądrze osie obu tych struktur fałdowych przyjmują kierunek o orientacji zbliżonej do WSW-ENE. Warstwy w ich skrzydłach są łagodnie nachylone i zapadają na ogół pod kątami 15–35°, wyjątkowo większymi. Dalej na S, w rejonie Jaszczurowej obserwuje się kolejne, mniej znaczące zafałdowanie warstw godulskich górnych. Na S od potoku płynącego przez Jaszczurową warstwy godulskie i istebniańskie zapadają łagodnie ku SSE pod nasunięcie łuski Gilowic–Śleszowic, zbudowanej głównie z odklętych i przemieszczonych ku N utworów oligoceńskich reprezentowanych przeważnie przez warstwy krośnienskie. Północny brzeg tej łuski nasunięty jest głównie na warstwy istebniańskie górne lub miejscowo na warstwy istebniańskie dolne. Warstwy krośnienskie łuski Gilowic–Śleszowic są sfałdowane, a większą strukturą jest tu antyklina Krzeszów Dolny–Śleszowice, obalona miejscami ku NNW. W jądrze tego siodła występują pstre łupki eoceńskie. Warstwy krośnienskie łuski Gilowic–Śleszowic nasunięte są na jednostki litostratygraficzne różnego wieku, w wielu miejscach na górnokredowe i paleoceńskie. Jest to łuska (także na S od Skawy), która została wyrwana ze strefy bardziej południowej i przytransportowana wraz z nasuwającą się płaszczowiną magurską.

Występujący w północno-zachodniej części terenu fragment bloku Beskidu Małego jest pocięty szeregiem uskoku poprzecznych. Uskoki te dzielą blok na szereg segmentów i stopniowo obniżają go tak, że w segmentach położonych bliżej Skawy występują utwory coraz młodsze. W zespole tych uskoku najważniejsze są, od zachodu ku wschodowi, uskoki: Merkowej, Jaszczurowej, Berszcza, Mucharza, Mucharza II, Świnnej Poręby, Zagórza i Zagórza II, uskoku Skawiec i ww. uskoku Klecza Dolna–Łękawica–Dąbrówka. Uskoki te mają kierunek NNW-SSE, z wyjątkiem uskoku Świnnej Poręby, Mucharza II, Zagórza II i uskoku Łękawicy o przebiegu N-S. Najbardziej zachodni uskoku Merkowej zrzuca skrzydło wschodnie, tak że do synklinalnie ułożonych warstw godulskich skrzydła wiszącego przylegają wprost łupki warstw istebniańskich górnych, częściowo też synklinalnie ułożone. Następny z kolei uskoku, Jaszczurowej, rozwinięty bardziej na południu, na wschód od Kozińca, jest uskokiem nożycowym, jego wschodnie skrzydło jest podniesione w stosunku do segmentu zachodniego w części północnej, a obniżone w części południowej.

Uskok ten przedłuża się ku SSE na obszar łuski Gilowic–Śleszowic i obszar płaszczowiny magurskiej. Wzdłuż niego, w jego skrzydle wschodnim (zrzuconym) obserwujemy przemieszczenie ku N brzegu nasunięcia łuski Gilowic–Śleszowic o około 2 km względem wiszącego skrzydła zachodniego. Kolejny uskok, Berszcza, przebiegający przez wschodnią część Świnnej Poręby, zrzuca swe wschodnie skrzydło, wskutek czego warstwy istebniańskie górne przesunęły się znowu ku północy. Segment położony na wschód od tego uskoku dochodzi do doliny Skawy, której dnem biegnie uskok Świnnej Poręby. Kolejne dwa uskoki ku E to Mucharż i uskok Zagórza. Między uskokiem Berszcza i Świnnej Poręby a uskokiem Zagórza utworzyło się poprzeczne zapadlisko wypełnione warstwami krośnieńskimi nasuniętymi przekraczając na warstwy istebniańskie górne i dolne. W dolnym biegu Jaszczurówki utworzyło się wyraźne obniżenie morfologiczne związane z budową geologiczną płaszczowiny śląskiej. Ku północy przedłuża się ono w dolinę Skawy i kontynuuje po Świnną Porębę. Zapadlisko to określone zostało mianem zapadliska Mucharża. Powstałe tu morfologiczne obniżenie ograniczone jest od zachodu wyniesieniem góry Berszcz zbudowanej z warstw godulskich górnych, a od wschodu wyniesieniem góry Upalisko zbudowanej z piaskowców istebniańskich dolnych. W obniżeniu powstałym między uskokiemi Berszcza i Mucharża istnieje jeszcze jeden uskok o orientacji bardziej zbliżonej do N-S niepozostający bez wpływu na uformowanie się zapadliska. Zapadlisko to jest strukturą typu pull-apart powstałą w okresie aktywności systemu uskoków Skawy jako lewoskrętnego uskoku przesuwczego (zob. Zuchiewicz 1998, Zuchiewicz *et al.* 2002, Golonka *et al.* 2004). Podobne zapadlisko wstępuje również w rejonie Skawiec i Zembrzyc, już na obszarze płaszczowiny magurskiej. Między uskokiem Mucharża a uskokiem Zagórza utworzył się zrab, w którym główną rolę odgrywają dolne piaskowce istebniańskie. Skrzydło wschodnie uskoku Zagórza jest skrzydłem zrzuconym. W Zagórzu zaznaczają się jeszcze dwa uskoki, ale o orientacji N-S, jeden na E od uskoku Zagórza, a drugi na W od niego.

Kolejny uskok to uskok Skawiec, przedłużający się w głąb płaszczowiny magurskiej na południe aż po rejon Suchej Beskidzkiej. Między Suchą a Zembrzycami uskok ten nosi nazwę uskoku Skawy (Książkiewicz 1974b). Uskok Skawiec obniża znowu skrzydło wschodnie, w którym ukazują się już tylko utwory paleogenu reprezentowane przez piaskowce ciężkowickie, pstre łupki warstwy hieroglifowe, menilitowe i krośnieńskie. W jego wschodnim skrzydle także brzeg nasunięcia płaszczowiny magurskiej jest pchnięty ku N o około 1 km. Wzdłuż kolejnego uskoku, Kleczy Dolnej–Łękawicy–Dąbrówki, przedłużającego się ku S na obszar płaszczowiny magurskiej, jak wspomniano, blok Beskidu Małego kontaktuje się ze strefą Pogórza Lanckorońskiego. W rejonie Łękawicy i Dąbrówki warstwy istebniańskie i hieroglifowe kontaktują obocznie z warstwami krośnieńskimi. Segment położony po wschodniej stronie Skawy jest w stosunku do segmentów lewego brzegu podniesiony. Według Zuchiewicza (1998) podnoszenie się obszaru na wschód od Skawy trwało w okresie czwartorzędowym i jest wyraźnie zaznaczone na mapach morfometrycznych.

Strefa Pogórza Lanckorońskiego jest reprezentowana w głównej mierze przez powierzchniowe wystąpienia warstw krośnieńskich. Podobnie jak w bloku Beskidu Małego, warstwy krośnieńskie są odkłute i nasunięte na starsze jednostki litostratygraficzne płaszczowiny śląskiej. Brzeg nasunięcia tych utworów w strefie Pogórza Lanckorońskiego wzdłuż uskoku Kleczy Dolnej–Łękawicy–Dąbrówki jest w jego skrzydle wschodnim przesunięty ku N o 8–9 km, nasunięcie to znajduje się już poza obszarem przedstawianym

na figurze 1. Warstwy krośnieńskie są tu sfałdowane, przy czym nachylenia warstw w skrzydłach fałdów wahają się najczęściej w przedziale 15–35°. Wyróżnia się tu antyklina Stronia zbudowana z warstw krośnieńskich z menilitowymi warstwami w jądrze. Książkiewicz (1974b) stwierdził tu też istnienie antykliny Stryszów–Palcza, lecz w interpretacji autorów antyklina ta w takiej formie jak przypuszczał Książkiewicz nie jest rozwinięta (patrz opis warstw krośnieńskich). W strefie Pogórza Lanckorońskiego w omawianym obszarze wyróżniają się dwa znacznie większe uskoki o orientacji N-S. Pierwszy z nich, uskok Stryszówki biegnący niemal równoległe do uskoku Kleczy Dolnej–Łękawicy–Dąbrówki, powoduje przesunięcie brzegu płaszczowiny magurskiej ku N, a drugi, uskok Zakrzowa, ogranicza rozciągłość antykliny Stroń od zachodu.

Płaszczowina magurska

Część płaszczowiny magurskiej w granicach omawianego obszaru (Fig. 1, 17, 18) znajduje się w obrębie antyklinorium brzeżnego tej płaszczowiny (Książkiewicz 1974b). W jego południowym odwodzie, już poza granicami terenu, rozprzestrzenia się synklinorium Beskidu Wysokiego. Na obszarze badań obserwuje się tu szereg nasunięć o różnej amplitudzie i zasięgu. Część z nich powstała w efekcie złuszkowania fałdów przez podcinanie północnych skrzydeł antyklin, a część w efekcie ścięć powstałych na granicy kompleksów skalnych o różnej kompetencji. W tym drugim przypadku najczęściej dochodzi do odkłucia między sztywniejszym, złożonym z gruboławicowych piaskowców glaukonitowych ogniwem z Wątkowej a niżejleżącymi utworami łupkowymi, jak np. łupki zembrzyckie, utwory formacji belweskiej czy formacji z Łabowej. Stąd w wielu miejscach piaskowce wątkowskie w północnych skrzydłach synklin kontaktują wprost z pstryimi łupkami czy piaskowcami ze Skawiec, z utworami formacji z Jaworzynki. Opisując struktury tektoniczne, Książkiewicz (1974b) zwrócił uwagę zarówno na nasunięcia łusek, jak i odkłucia na granicy zróżnicowanych kompleksów. Pierwsze z nich zostały zaznaczone na szkicu tektonicznym, a na mapie szczegółowej Książkiewicza (1974a) nie zostały uwzględnione. Autorzy niniejszej pracy zidentyfikowali je i wyróżnili na figurze 1. Najbardziej na północ wysuniętym elementem strefy antyklinorialnej w obszarze na W od Skawy jest łuska brzeżna Żurawnicy, zbudowana z utworów formacji z Jaworzynki i formacji z Łabowej. W jej odwodowej części uformowana jest synklina Prorokowej wypełniona piaskowcami z Wątkowej (magurskie glaukonitowe), które na znacznej długości są odkłute od niżejleżących utworów, skutkiem czego w jej północnym skrzydle łupki zembrzyckie są jedynie fragmentarycznie ujawnione na powierzchni. Frontalna część tej łuski na odcinku przyległym do Skawy jest przesunięta ku północy wzdłuż uskoku Jaszczurowej o 1.5 km w stosunku do odcinka położonego bardziej na zachód. W obszarze między Krzeszowem na północy a Kukowem na południu system dyslokacji o kierunkach zbliżonych do NW-SE, przecinających tu jednocześnie płaszczowinę magurską i śląską, spowodował cofnięcie brzegu płaszczowiny magurskiej ku SE i utworzenie w obrazie intersekcyjnym zatoki tektonicznej, określonej przez Książkiewicza (1974b) mianem półokna tektonicznego Krzeszowa. Na wyznaczenie jego południowo-zachodniego brzegu ma wpływ uskok Stryszawki.

Od południa na odwodową część łuski brzeżnej nasuwa się kolejna łuska. Jej część frontálną tworzą złuszkowane antykliny: antyklina Kukowa, antyklina Bładzonki–Grygłowa,

o zredukowanych skrzydłach północnych. W ich odwodzie kształtują się kolejno z WSW ku ENE synklina (półkę) Lipskiej Góry i synklina Jasienia. W istocie jest to najprawdopodobniej jedna synklina, lecz ciągłość jej osi przerwana jest ukośną strukturą o kierunku NW-SE, nazwaną antyklina Bładzonki–Suchej, która w istocie jest efektem uformowania struktury typu „wysadu tektonicznego” wzdłuż skośnie zorientowanego lewoskrętnego uskoku przesuwczego. Według Golonki *et al.* (2004) uskoki przesuwcze o kierunkach N-S oraz NW-SE w Karpatach zewnętrznych powodowały niejednokrotnie rotację bloków wzdłuż płaszczyzn uskokowych a także diapirowe wyciskanie mniej kompetentnych kompleksów fliszowych o znacznej zawartości łupków. Uskok ten przyjmuje orientację podobną do zespołu uskoku związanych z półoknem Krzeszowa.



Fig. 19. Uskok przecinający łupki pstre formacji z Łabowej. Sucha, potok Stryszawka

Fig. 19. Fault cutting Variegated Shales of Łabowa Formation. Sucha, potok Stryszawka



Fig. 20. Uskok przesuwczy przecinający łupki pstre formacji z Łabowej. Sucha, potok Stryszawka

Fig. 20. Strike-slip fault cutting Variegated Shales of Łabowa Formation. Sucha, potok Stryszawka

W rejonie Suchej na południe od Stryszawki (Fig. 17, 19, 20) zaznacza się inny system uskoków przesuwczych lub zrzutowo-przesuwczych o orientacji NNE-SSW lub N-S i lewoskrętnej rotacji. Od zachodu ku wschodowi są to kolejno: uskok Stryszawki, uskok Zasypnicy i uskok Nad Stawami, z których orientację N-S przyjmuje uskok Zasypnicy.

Dyslokacje poprzeczne w dolinie Skawy (uskoki Mucharza, Skawiec, Kleczy Dolnej–Łękawicy–Dąbrówki) i Stryszówki (uskok Stryszówki) przesuwają brzeg płaszczowiny magurskiej prawie o 2 km ku północy (Fig. 17). Twory płaszczowiny magurskiej są na wschód od tych dyslokacji i ich przedłużeń bardziej płasko ułożone i równocześnie obniżone. Z obniżeniem tym wiąże się znaczne rozszerzenie pasa wychodni formacji z Jaworzynki występującego tu w łusce brzeżnej Chełmu, której twory są tu zafałdowane w kilka mniejszych synklin i antyklin. Pas wychodni tych utworów bardzo szybko zwęża się w kierunku wschodnim. W odwodzie tej strefy, na E od uskoku Wielkiego Pola rozciągającego się między Dąbrówką a Marcówką, uformowana jest synklina (półłek) Chełmu. Między Wielkim Polem a Zarębkami mamy kolejną łuskę złożoną ze złuskowanej antykliny Dąbrówki–Zachełmnej i synkliny (półłuku) Sosnowki. Od południa nasuwa się na nią łuska Pilchówki–Marcówki z wypełnioną piaskowcami z Wątkowej synkliną Marcówki w odwodzie. Na W od wielkiego uskoku Marcówki–Grzechyni, w jego wiszącym skrzydle Grzechyni mamy kolejno ku południowi antyklinę Zembrzyc z łupkami zembrzyckimi w jądrze, o osi biegnącej wzdłuż rzeki Paleczki, i synklinę Działowskiego (Działu Makowskiego). Od S na piaskowce budujące jej południowe skrzydło nasuwa się zbudowana z przełałdowanych utworów formacji z Jaworzynki i formacji z Łabowej złuskowana antyklina Suchej–Jachówki.

We wschodnim, zrzuconym skrzydle uskoku Marcówka–Grzechynia mamy rozległą synklinę o osi biegnącej dnem doliny Paleczki. Jej jądro wypełniają łupki ogniwa budowskiego, a skrzydła zbudowane są z piaskowców z Wątkowej. Na południe od niej uformowana jest antyklina Suchej–Jachówki z utworami formacji belowskiej i formacji z Łabowej, a następnie wypełniona piaskowcami wątkowskimi synklina Stańkówki.

Podłoże płaszczowin magurskiej i śląskiej

Bezpośrednio pod płaszczowiną śląską (Fig. 21–23) znajduje się jednostka podśląska, stanowiąca najniższą jednostkę strukturalną Karpat fliszowych na omawianym obszarze (np. Książkiewicz 1972, Golonka 1981, Oszczytko 1998, Golonka *et al.* 2005a, Oszczytko *et al.* 2005, Ślaczka *et al.* 2005). Składa się ona z kilku nasuniętych ku północy, złuskowanych fałdów. Jest bardzo silnie tektonicznie zgnieciona i zaburzona, czego przyczyną jest znaczny udział w jej budowie utworów marglistych i łupkowych.

Nasunięcie Karpat zapada łagodnie ku południowi, znajdując się w otworze Zawoja 1 (Fig. 22) na głębokości 3225 metrów poniżej poziomu morza, a bardziej na południe, w rejonie planowanego głębokiego wiercenia na Orawie (Golonka *et al.* 2005a), dochodząc prawdopodobnie do głębokości 6 km (Fig. 22). Poniżej nasunięcia znajdują się otwory podłoża i pokrywy platformowej przykryte autochtonicznymi lub częściowo sfałdowanymi utworami miocenu (Moryc 2005). Podłoże jest zbudowane z silnie sfałdowanych prekambryjskich skał metamorficznych należących do teranu Bruno-Vistulicum. Teran ten został skonsolidowany w czasie orogenezy kadomskiej w wendzie. Twory podłoża pokryte są dyskordantnie (Fig. 21, 22) przez twory dewonu i wyższego paleozoiku. Twory dewonu

zostały nawiercone na północ od Babiej Góry, ich południowy zasięg nie jest znany. Utwory podłoża są przecięte szeregiem dyslokacji (Fig. 21). Wyraźnie zaznaczone są trzy kierunki uskoków (np. Ryłko & Tomasz 2001, Moryc 2005): SW-NE, W-E oraz SE-NW. Ten ostatni jest odzwierciedlony przez poprzeczne uskoki przesuwowe, między innymi przez system uskoków dyslokacji Skawy, przecinających allochtoniczne utwory fliszowe Karpat zewnętrznych w przebiegu SE-NW.

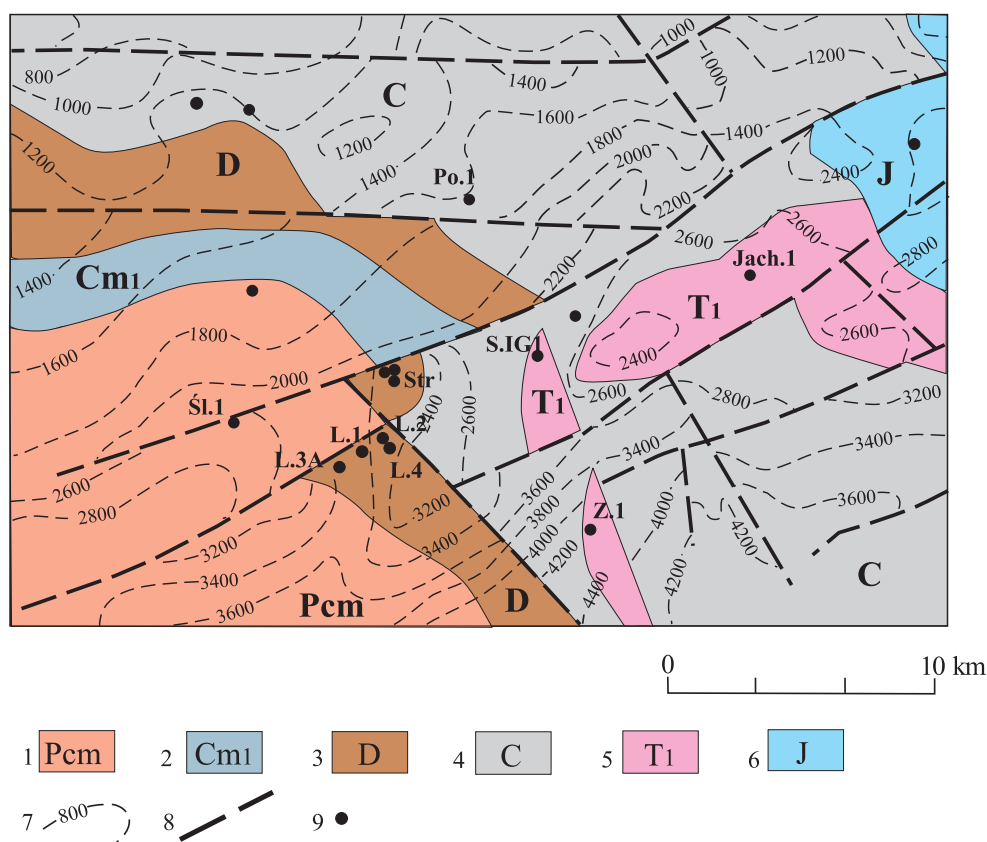


Fig. 21. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu rejonu na południe od Wadowic (wg Moryca 2005, zmienione). 1 – prekambryj, 2 – kambr dolny, 3 – dewon, 4 – karbon, 5 – trias dolny, 6 – jura środkowa i górna, 7 – izobaty [m], 8 – uskoki, 9 – otwory wiertnicze: Jach1– Dachówka 1, L – Lachowice, Po1 – Potrójna IG-1, S IG-1 – Sucha IG-1, Str.– Stryżawa, Śl – Ślemień 1, Z – Zawoja

Fig. 21. Geological-structural map of the sub-Miocene basement according to Moryc 2005: 1 – Precambrian, 2 – Lower Precambrian, 3 – Devonian, 4 – Carboniferous, 5 – Lower Triassic, 6 – Middle and Upper Jurassic, 7 – isobaths [m], 8 – faults, 9 – abbreviation of boreholes: Jach1– Jachówka 1, L – Lachowice, Po1 – Potrójna IG-1, S IG-1 – Sucha IG-1, Str.– Stryżawa, Śl – Ślemień 1, Z – Zawoja

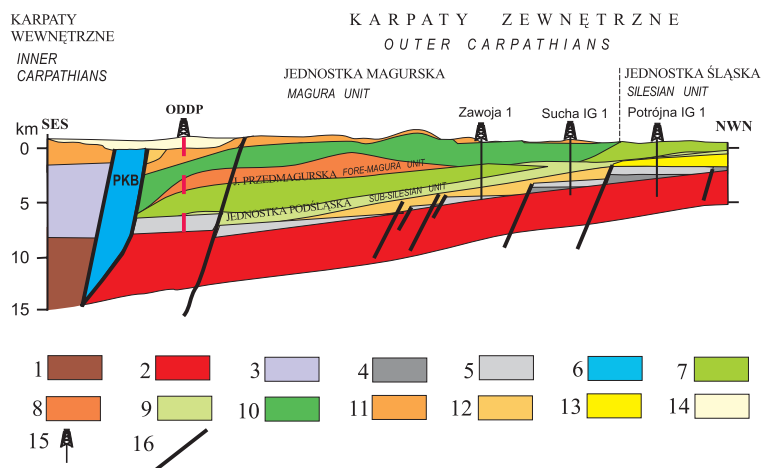


Fig. 22. Przekrój przez Karpaty zewnętrzne i ich podłoże w pomiędzy Orawą a Potrójną (wg Oszczytko 1998, Golonka *et al.* 2005, zmienione): 1 – podłoże Karpat wewnętrznych, 2 – proterozoik – dolny paleozoik teranu Bruno-Vistulicum, 3 – mezozoik Karpat wewnętrznych, 4 – dolny paleozoik, 5 – górny paleozoik, 6 – jura, 7 – dolna kreda i paleogen jednostki śląskiej, 8 – cenoman i senon, 9 – górna kreda i paleocen jednostki podśląskiej, 10 – senon i paleocen, 11 – eocen, 12 – dolny miocen, 13 – górny miocen, 14 – neogen, 15 – otwory wiertnicze, 16 – uskoki

Fig. 22. Cross-sections through the Outer Carpathians and their basement between Orava and Potrójna (after Oszczytko 1998, Golonka *et al.* 2005, modified): 1 – consolidated basement of the Inner Carpathians, 2 – Proterozoic – Lower Paleozoic of the Bruno-Vistulicum, 3 – Inner Carpathians Mesozoic, 4 – Lower Paleozoic, 5 – Upper Paleozoic, 6 – Jurassic, 7 – Lower Cretaceous – Paleogene of the Silesian Unit, 8 – Cenomanian – Senonian, 9 – Upper Cretaceous – Paleocene of the sub-Silesian Unit, 10 – Senonian – Paleocene, 11 – Eocene, 12 – Lower Miocene, 13 – Upper Miocene, 14 – Neogene, 15 – boreholes, 16 – faults

Zarys rozwoju geotektonicznego obszaru badań

Utwory fliszowe płaszczowiny magurskiej osadzały się w basenie megapienińskim (Ślącza *et al.* 2005, Golonka *et al.* 2005b), który rozwinął się jako basen oceaniczny w jurze pomiędzy teranem Alp Wschodnich–Karpatach wewnętrznych a platformą północnoeuropejską. Podłoże megabasenu pienińskiego jest częściowo utworzone przez skorupę przejściową. Na terenie Polski, Słowacji i Ukrainy megabasenu pienińskiego jest reprezentowany przez sekwencje sedymentacyjne wieku jurajskiego, kredowego, paleogeńskiego i neogeńskiego (Golonka *et al.* 2003). Część tych sekwencji znajduje się współcześnie w strefie szwu pomiędzy teranem Karpat wewnętrznych a platformą północnoeuropejską, tworząc pieniński pas skałkowy, część wchodzi w skład płaszczowiny magurskiej. W okresie późnojurajskim rozwinął się ryft Karpat zewnętrznych (z którego powstał później basen śląski) wypełniony górnourajskimi-dolnokredowymi osadami fliszowymi. Grzbiet śląski (Książkiewicz 1977) oddzielał basen śląski od magurskiego w wyniku rozpadu platformy europejskiej na tym obszarze (Olszewska & Wieczorek 2001).

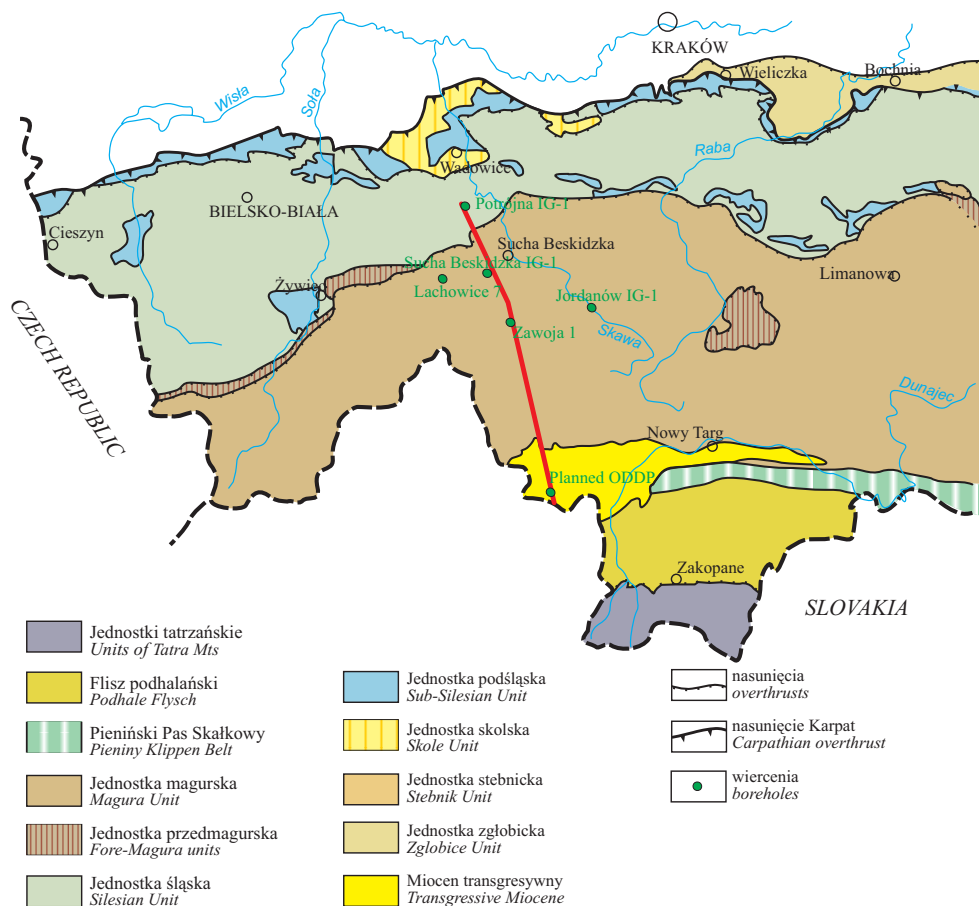


Fig. 23. Mapa polskich Karpat zewnętrznych na zachód od Dunajca z lokalizacją przekroju Orawa–Potrójna

Fig. 23. Map of the Polish Outer Carpathians west of Dunajec with the location of the Orawa–Potrójna cross-section

W paleocenie-eocenie trwało zamykanie basenów mezozoicznych w wyniku przesuwania się bloku alpejskiego Karpat wewnętrznych (ALCAPA) ku północy. Basen magurski uległ znacznemu zwężeniu i wszedł w skład pryzmy akrecyjnej, która tworzyła się stopniowo, powodując migrację osi basenu ku północy. Drobnorytmiczny flisz przeszedł w gruby kompleks turbidytów i fluksoturbidytów. Baseny dukielski, śląski, podśląski i skolski pozostały otwarte z sedymentacją fliszową skoncentrowaną w częściach południowych (baseny dukielski i śląski) i facjami pelagicznymi umiejscowionymi dalej ku północy (Bieda *et al.* 1963). W oligocenie subdukcja pochłonęła część basenu magurskiego (Oszczypko 1998, Oszczypko *et al.* 2003). Po okresie fałdowań oligoceńskich płaszczowina magurska została popchnięta ku północy, pokrywając resztki grzbietu śląskiego. Uformował się wtedy resztkowy basen z sedymentacją bogatych w substancję organiczną łupków menilitowych.

Szat-burdygał (egger – wczesny karpata) był okresem głównej fazy orogenezy alpejskiej, formowania się gór w obszarze alpejsko-karpackim, śródziemnomorskim, himalajskim i Azji Centralnej. Tereny alpejsko-karpackie posuwały się ku północy, będąc w kolizji z płytą europejską. Proces ten zakończył się około 17 milionów lat temu (Decker & Peresson 1996). Kolizja ta prowadziła do rozwoju zewnętrznej przyzmy akrecyjnej, uformowania się szeregu płaszczowin fliszowych i utworzenia zapadliska przedgórskiego (Kováč *et al.* 1993, 1998, Ślącza 1996a, b). Płaszczowiny były odkłute od swojego pierwotnego podłoża i nasunięte na paleozoiczno-mezozoiczne osady platformy północnoeuropejskiej, pokryte częściowo przez utwory trzeciorzędowe. Po okresie fałdowań późnoligocenijskich płaszczowina magurska została nasunięta na północ w kierunku resztkowego fliszowego basenu seweryńsko-mołodawidzkiego, w którym trwała sedimentacja warstw krośnieńskich (Oszczypko 1998). We wczesnym burdygale brzeg płaszczowiny magurskiej dotarł do południowej części basenu śląskiego (Oszczypko 1998), po czym nastąpiła stopniowa migracja osi subsydencji w kierunku północnym. W burdygale powstało prawdopodobnie morskie połączenie z basenem wiedeńskim przez Orawę (Cieszkowski 1992). W południowej części basenu magurskiego morze nie ustąpiło co najmniej do początku serawalu (Cieszkowski 1992, Oszczypko *et al.* 1999, 2003, Oszczypko & Oszczypko-Clowes 2002, 2003). Ścieniona skorupa kontynentalna szczątkowego basenu fliszowego została podsunęta pod nasuwający się orogen karpacki. To podsuwanie się jest związane z śródburdygalskim fałdowaniem i wyniesieniem Karpat zewnętrznych. Główna faza formowania się nasunięć Karpat Zachodnich została zakończona (Kováč *et al.* 1993, 1998, Ślącza 1996a, b, Oszczypko 1997). Płaszczowiny śląska i podśląska sfałdowały się, nasunęły i zostały wyniesione oraz częściowo zerodowane wcześniej, stąd nasuwające się z południa jednostki leżą na różnowiekowych ogniwach. Zbudowane z warstw krośnieńskich jednostki zewnętrzne i płaszczowina magurska podobnie dopasowują się do morfologii/tektoniki przedpola.

Płaszczowiny magurska i przedmagurska dosuwały się później niż jednostki zewnętrzne, czego świadectwem jest zapis geologiczny w leżącym poza obszarem badań rejonie Iwkowej (Cieszkowski *et al.* 1988, Cieszkowski 1992). W znajdującym się tam profilu miocenu liczącym 500 m, leżącym transgresywnie na dolnej i górnej kredzie, w dolnej części występują tylko żwiry z materiałem śląskim (otoczaki piaskowców godulskich i istebniańskich). W następnych 150 m pojawiają się żwiry z piaskowcami magurskimi i utworami przedmagurskimi (piaskowce cergowskie, wapienie łużańskie, margle podgrybowskie itp.), ostatnie 50 m profilu zawiera żwiry tylko z materiałem magurskim. Płaszczowina śląska była pocięta już uskokami w czasie nasuwania się płaszczowiny magurskiej. Uskoki te odmłodziły się częściowo, rozprzestrzeniając się na teren brzeżnych łusek jednostek młodszych. Wewnętrzne łuski są od śląskiego systemu już niezależne i daleko w głąb płaszczowiny magurskiej sięga tylko uskoku Skawy (przedłużenie uskoku Kleczy Dolnej–Łukowicy–Dąbrówki i uskoku Skawiec). Po obu jego stronach, jak wspomiano wyżej, mamy różne kierunki uskoków. System uskoku o kierunku NNE-SSW wydaje się najstarszym systemem magurskim, zaś system o kierunku NW-SE jest od poprzedniego niezależny.

Przesuwanie się górotworu ku północy jest związane z rozwojem dekstralnych uskoków przesuwczych o kierunku N-S i NW-SE. Przesunięcia płaszczowin i nasunięć wewnątrzpłaszczowinowych wskazują na to, że uskoki przecinające te płaszczowiny są młodsze od głównej fazy formowania się tektoniki płaszczowinowej Karpat zewnętrznych, która

miała miejsce w serawalu (badanie). Uskoki przesuwcze przyczyniły się do powstania basenów typu pull-apart. Baseny te mają charakter regionalny, jak częściowo basen wiedeński, lub lokalny, jak minibaseny w dolinie Skawy. W okresie pliocenu-plejstocenu-holocenu miocenijskie uskoki przesuwcze zostały odmłodzone jako uskoki normalne, na co wskazują współczesne ruchy obniżające i wypiętrzające w Karpatach (Zuchiewicz 1998, Zuchiewicz *et al.* 2002, Golonka *et al.* 2004, 2005a, b).

Badania były finansowane ze środków KBN, projekty 3 P04 D 020 22, 4T12B 025 28, 4 T12B 002 30 oraz środków UJ DS/V/ING/1/05 AGH – DS. 11.11.140.159. Autorzy są wdzięczni Prof. dr. hab. Nestorowi Oszczytko za recenzję, która wydatnie przyczyniła się do udoskonalenia ostatecznej wersji artykułu.

LITERATURA

- Aleksandrowski P., 1985. Structure of the Mt. Babia Góra region, Magura nappe, Western Outer Carpathians: an interference of West and East Carpathian fold trends (in Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55, 375–422.
- Bassi D., Kołodziej B., Machaniec E. & Polak A., 2000. Coralline algal limestones from olisthostromes of the Krosno Beds (Oligocene, Polish Flysch Carpathians) – preliminary results. *Slov. Geol. Mag.*, 6, 2–3, 307.
- Bassi D., Kołodziej B., Machaniec E. & Polak A., 2000. Wapienie glonowe i rodolity z warstw krośnieńskich (oligocen, polskie Karpaty fliszowe) – wyniki wstępne. W: Zapałowicz-Bilan B., Czepiec I. & Krobicki M. (eds), Historia basenów sedimentacyjnych a zapis paleontologiczny, *XVII Konf. Paleontologów*, 21–23, IX 2000, AGH, Kraków, 9.
- Bieda F., 1966. Duże otwornice z eocenu serii magurskiej okolic Babiej Góry. *Przewodnik XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Babia Góra, 59–70.
- Bieda F., 1968. Formacja numulityczna w Zachodnich Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 2–3, 233–274.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M. & Żytko K., 1963. Stratigraphie des Karpates polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181, 5-174.
- Bieda F., Jednorowska A. & Książkiewicz M., 1967. Stratigraphy of the Magura Series around Babia Góra. *Biul. Inst. Geol.*, 211, 293–324.
- Birkenmajer K. & Dudziak J., 1988. Nannoplankton dating of the terminal flysch deposits (Oligocene) in the Magura basin, Outer Carpathians. *Bull. Pol. Ac. Sc., Ear. Sc.*, 36, 1–13.
- Birkenmajer K. & Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *An. Soc. Geol. Pol.*, 59, 145–181.
- Birkenmajer K., & Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura nappe, Krynica subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59, 145–181.
- Boryslawski A., 1982. *Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej na południe od Tokarni*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 160 (niepublikowana rozprawa doktorska).

- Bromowicz J., 1992. Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 1485, 54, 120.
- Burtan J., 1936. Stratigraphie der Schlesischen Beskiden. *Bull. Intern. Akad. Pol. Spraw. PAU*, 41.
- Burtan J., 1973a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wisła*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., 1973b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Wisła*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J. & Skoczyła-Ciszewska K., 1966. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Limanowa*. Wydanie tymczasowe. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J. & Sokołowski S., 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. *Prz. Geol.*, 4, 10, 457–458.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1976a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Mszana Dolna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1976b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Mszana Górna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1978a. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Mszana Dolna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1978b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Mszana Górna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Sikora W., Sokołowski S. & Żytka K., 1959. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski. 1:50 000, arkusz Milówka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtanówna J., Konior K. & Książkiewicz M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich w skali 1:50 000 (z objaśnieniami)*. Wydawnictwo Śląskie, PAU, Kraków.
- Chodyń R., 2002. Budowa geologiczna strefy Siar w rejonie Mutnego na tle profilu litostratygraficznego płaszczowiny magurskiej między Zwardoniem a Suchą Beskidzką (polskie Karpaty fliszowe). *Prz. Geol.*, 50, 2, 139–147.
- Cieszkowski M., 1985. Stop 21: Obidowa. W: Birkenmajer K. (red.), Main geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow-Zakopane), *Guide to Excursion 2, XIII Congress, Carpatho-Balkan Geol. Assoc. (Cracow, Poland)*, Geol. Inst., Warszawa, 48–54.
- Cieszkowski M., 1986. 2. Obidowa. W: Birkenmajer K. & Poprawa D. (red.), *Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Pieniny 18–20 września 1986, ZG AGH, Kraków, 36–44.
- Cieszkowski M., 1992. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Zesz. Nauk. AGH, Kwart. Geologia*, 18, 1–2, 125.
- Cieszkowski M., 2001. Fore-Magura Zone of the Outer Carpathians in Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 396, 32–33.
- Cieszkowski M. & Waśkowska-Oliwa A., 2001. Skawce Sandstone Member – a new lithostratigraphic unit of the Łabowa Shale Formation (Paleocene – Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. *Bull. Pol. Ac. Sc., Earth Sciences*, 49, 137–149.

- Cieszkowski M. & Wieser T., 1979. Konkrecje rodochryzotowe z birnessytem w eoceńskich łupkach pstrych z Chabówki. *Kwart Geol.*, 23, 2, 497–498.
- Cieszkowski M., Malata E. & Wieser T., 1985a. Stratigraphic position of the sub-Magura beds and tuff horizons in Pewel Mala (Beskid Zywiecki Mts.). W: Wieser T. (ed.), *Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians, Guide to Excursion 1, XIII Congress, Carpatho-Balkan Geol. Assoc. (Cracow, Poland)*, Geol. Inst., Warszawa, 49–57.
- Cieszkowski M., Ślęczka A. & Wdowiarz S. 1985b. New data on structure of the flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 33, 6, 313–333.
- Cieszkowski M., Gonera M., Oszczytko N., Ślęzak J. & Zuchiewicz W., 1988. Lithostratigraphy and age of Upper Miocene deposits at Iwkowa, Polish West Carpathians. *Bull. Pol. Sci., Earth Sci.*, 36, 309–329.
- Cieszkowski M., Oszczytko N. & Zuchiewicz W., 1989. Upper Cretaceous siliciclastic carbonate turbidites at Szczawa, Inoceranian Beds, West Carpathians, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 37, 231–245.
- Cieszkowski M., Schnabel W. & Waškowska-Oliwa A., 1999. Development and stratigraphy of the Paleocene – Early Eocene thick-bedded turbidites in the north-western zone of the Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Issue, 20–21.
- Cieszkowski M., Egger H., Oszczytko N. & Schnabel W., 1999. The Zasadne section of the Magura Nappe (Western Outer Carpathians, Poland) and its relation to the Rheno-danubian Flysch (Ekstern Alps, Austria). *Abh. Geol. Bundesanst.*, 56, 1, 333–336.
- Cieszkowski M., Chodyń R. & Polak A., 2000. Late Cretaceous and Early Palaeocene flysch deposits with carbonate olistolites in the north-western zone of the Magura Nappe (Outer Carpathians, Poland). *Geology 2000, 90th Ann. Meeting Geol. Soc. Austria, Vienna, April 14–17, 2000, Terra Nostra, 2000/1*, 29.
- Cieszkowski M., Chodyń R., Polak A. & Schnabel W., 2002. Development and lithofacies connection of the Mutne Sandstones, Paleocene, Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland. W: Michalík J., Hudáčková N., Chalupová B. & Starek D. (red.), *The 3rd ESSE-WECA Conference, 5–7 June 2002*, Institute of Geology, Slovak Academy of Science, Bratislava, 49–50.
- Cieszkowski M., Golonka J., Polak A., Rajchel J. & Ślęczka A., 2003. Olistostroms in the deep water flysch deposits in the Polish outer Carpathians. W: Vlahović I. (red.), *22nd IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003*, Institute of Geology, Zagreb, 66.
- Cieszkowski M., Golonka J., Polak A., Rajchel J. & Ślęczka A., 2004. Jurassic-Paleogene olistostroms. W: *The Polish Outer Carpathian accretionary wedge, 32nd International Geological Congress, 2*, 1129.
- Decker H. & Peresson H., 1996. Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. W: Wessely G. & Liebl W. (eds), *Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe, Special Publications of the European Association of Geoscientists and Engineer*, 5, 17–21, Geological Society, London.

- Geroch S., Jednorowska A., Książkiewicz M., & Liszkowa J., 1967. Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Biul. Inst. Geol.*, 211, 185–282.
- Golonka J. & Wójcik A., 1976. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jeleśnia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J. & Wójcik A., 1978. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jeleśnia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 40.
- Golonka J., 1981. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Borysławski A., Paul Z. & Ryłko W., 1981. *Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). W: McCann T. & Saintot A. (red.), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record, Geological Society, London, Special Publications*, 208, 138–158.
- Golonka J., Cieszkowski M., Chodyń R. & Chrustek M., 2004. Faults, Block Rotations and the Origin of the Orava Basin in the Western Part of the Polish Outer Carpathians. W: Svojtka M. (red.), *Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2nd Meeting of the Central European Tectonic Group, Lucenec, Slovakia, June 22–25, 2004, Geolines*, 17, 34–35
- Golonka J., Aleksandrowski P., Aubrecht M., Chowanec J, Chrustek M., Cieszkowski M., Florek R., Gawęda A., Jarosiński M., Kępińska B., Krobicki M., Lefeld J., Lewandowski M., Marko F., Michalik M., Oszczytko N., Picha F., Potfaj M., Słaby E., Ślącza A., Stefaniuk M., Uchman A. & Żelaźniewicz A., 2005a. Orava Deep Drilling Project and the Post Paleogene tectonics of the Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75, 211–248.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2005b. Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. W: Picha F. & Golonka J. (red.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, 1–60, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 84.
- Janočko J., Vass D., Kováč M., Konečný V. & Lexa J., 2003. W: Tectono-sedimentary evolution of Western Carpathian Tertiary basins: an overview. W: Janočko J. & Elečko M. (red.), *Tectono-Sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins, Mineralia Slovaca*, 35, 3–4, 161–168.
- Jednorowska A., 1966. Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. *Przew. XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. – Babia Góra*, 71–90.
- Koszarski L. (red.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. *Guide to Excursion 1, XIII Congress, Carpatho-Balkan Geol. Assoc.* (Cracow, Poland), Geol. Inst., Warszawa, 254.
- Koszarski L., Sikora W. & Wdowiarz S., 1974. The Flysch Carpathians. Polish Carpathians. W: Mahel M. (ed.), *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions, Geologický Ústav Dionyza Štura, Bratislava*, 180–197.

- Kováč M., Nagymarosy A., Soták J. & Šutovská K., 1993. Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 401–415.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko N., Ślącza A., Csontos L., Marunteanu M., Matenco L. & Marton M., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. W: Rakus M. (red.), Geodynamic development of the Western Carpathians, 189–217, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- Kozikowski H., 1953. Budowa geologiczna Klęczan-Pisarzowej. *Biul. Inst. Geol.*, 85, 60.
- Książkiewicz M., 1930. Geologische Untersuchungen in den Wadowicer Karpaten. Teil I. Stratigraphisch-tectonische Verhältnisse, *Biull. Int. Ac. Pol. Sc.*, 112–114.
- Książkiewicz M., 1932. Budowa geologiczna brzeżnych Beskidów Wadowickich i ich stosunek do przedmurza. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 8, 49–91.
- Książkiewicz M., 1935. Budowa brzeżnych mas magórskich między Sułkowicami a Suchą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 11, 104–122.
- Książkiewicz M., 1951. *Objaśnienie arkusza Wadowice 1:50 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1953. *Mapa geologiczna 1:50 000, arkusz Wadowice*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1958. Stratygrafia serii mazurskiej w Beskidzie Średnim. *Biul. Inst. Geol.*, 135.
- Książkiewicz M., 1966a. Geologia regionu babiogórskiego. *Przew. XXXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol. – Babia Góra*, 5–58.
- Książkiewicz M., 1966b. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. Cz. 1. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, 4, 395–406.
- Książkiewicz M., 1970. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, 3–4, 369–375.
- Książkiewicz M., 1972. *Budowa geologiczna Polski, tom IV (Tektonika), cz. 3 (Karpaty)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1974a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1974b. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sucha Beskidzka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1977. The tectonics of the Carpathians. W: Pożarski W. (red.), Geology of Poland, vol. IV, 476–620, *Tectonics*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Leško B. & Samuel O., 1968. *Geológia východoslovenského flyšu*. Vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava, 65–94.
- Leszczyński S., 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 435–502.
- Leszczyński S. & Malata E., 2002. Sedimentary conditions in the Siary zone of Magura basin (Carpathians) in the Late Eocene-early Oligocene. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72: 201–239.

- Matějka A. & Zelenka Z., 1931–1932. Geologie flyšového území v širším okolí Bardejova a Zborov. *Sobor. Stát. Geol. Úst. Čs. Republ.*, 10, Praha, 27–64.
- Matějka A., Roth Z., 1949. Předběžné poznámky ku geologii Maravsko-selzských Beskyd. *Sobor. Stát. Geol. Úst. Čs. Republ.*, 16, Praha, 293–328.
- Matějka A., Roth Z., 1956. Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, 22, Praha, 1–22.
- Moryc W., 2005. Rozwój utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko – Kraków. *Kwart. AGH Geologia*, 31, 1, 5–73.
- Olszewska B. & Wiczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippens (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 52, 4, 217–228.
- Oszczypko N., 1991. Stratigraphy of the Palaeogene deposits of the Bystrica subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Bull. Pol. Ac. Sc., Earth Sciences*, 39, 4, 415–431.
- Oszczypko N., 1992. Zarys stratygrafii płaszczowiny magurskiej. W: Zuchiewicz W. & Oszczypko N. (red.), *Przew. LXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Koiniki 17–19 września, Wyd. ING PAN, Kraków, 11–20.
- Oszczypko N., 1997. The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45, 10 2, 1054–1063.
- Oszczypko N., 1998. Zarys ewolucji basenu i jednostki magurskiej. W: Zuchiewicz W. (red.), *Rozwój strukturalny płaszczowiny magurskiej na tle tektoniki Karpat zewnętrznych, XIX Konferencja terenowa Sekcji Tektonicznej Pol. Tow. Geol. Magura '98*, Szymbark 15–17 października, Krakow, 7–8.
- Oszczypko N. & Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. *Acta Geol. Pol.*, 53, 2, 101–122.
- Oszczypko N., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T. & Uchman A., 2002. Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpath.*, 53, special issue CD, 8.
- Oszczypko N., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T. & Uchman A., 2003. Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). W: XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Post-Congress Proceedings, Bratislava, *Mineral. Slov.*, 35, 1, 17–20.
- Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędziński M., & Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian-Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca subunits of the Magura Nappe; Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75, 27–69.
- Oszczypko-Clowes M., 2001. The nannofossils biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Skawa river, Polish flysch Carpathians) and their palaeo-environmental conditions. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71, 3, 139–188.
- Pesl V., 1964. Vnitřní zóna račanské jednotky na východním Slovensku. *Zpr. Geol. Výzk.* v r. 1963, 2, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127–129.

- Pesl V., 1965. Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. *Zbor. Geol. Vied, R. ZK*, 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 179–212.
- Sikora W. & Żytko K., 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Z badań geologicznych w Karpatach. T. IV. *Biul Inst. Geol.*, 141, Warszawa.
- Skoczylas-Ciszewska K., 1960. Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. *Acta Geol. Polon.*, 10, 485–591.
- Strzeboński P., 2005. Debryty kohezyjne warstw istebiańskich (senon górny – paleogen) na zachód od Skawy. *Kwart. AGH Geologia*, 31, 2, 201–224.
- Strajnocha W., 1903. *Atlas geologiczny Galicji, Z. 11*. Kraków.
- Ślęczka A. & Miziołek M., 1995. Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (polskie Karpaty fliszowe). *An. Soc. Geol. Polon.*, 65, 1–4, 29–41.
- Ślęczka A., 1996a. O tworzeniu się Karpat Zewnętrznych. *Spraw. Czynn. Pos. PAU*, 59, 79–80.
- Ślęczka A., 1996b. Oil and gas in the Northern Carpathians. W: Wessely G. & Liebl W. (red.), Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, *EAGE London, Spec. Publ.*, 5, 187–195.
- Ślęczka A., 1975. Wyniki geologiczne otworu Potrójna IG-1. *Kwart. Geol.*, 19, 2, 487–488.
- Ślęczka A., 1976. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.*, 20, 4, 958–959.
- Ślęczka A., Kruglow S., Golonka J., Oszczytko N. & Popadyuk I., 2005. The General Geology of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. W: Picha F. & Golonka J. (eds), The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 84, 221–258.
- Tietze E., 1889. Geognost. Verhältnisse der Gegend von Krakau. *Jb. Geol. R. A.*
- Waśkowska-Oliwa A. & Malata E., 1999. Paleogeological interpretation of small foraminiferal assemblages from the Paleocene-Middle Eocene deposits of the Magura Nappe in the area of Sucha Beskidzka. *Geol. Carpath.*, 50, Spec. Issue, 81–83.
- Waśkowska-Oliwa A., 2000. Interpretacja biostratygraficzna i paleoekologiczna zespołów otwornic aglutynujących z paleoceńsko-środkowoeoceńskich osadów płaszczowiny magurskiej w rejonie Suchoj Beskidzkiej (Karpaty fliszowe). *Prz. Geol.*, 48, 331–336.
- Węclawik S., 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Górlskim a Tyliczem. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 59, 101.
- Zuchiewicz W., 1998. Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians, Poland. *Tectonophysics*, 297, 1–4, 121–132.
- Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M. & Márton E., 2002. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. W: Cloetingh S.A.P., Horváth F., Bada G. & Lankreijer A.C. (red.), Neotectonics and Surface Processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System, *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 185–202.

Summary

Upper Cretaceous and Paleogene rocks of the Silesian and Magura Nappes build up the complex structure of the investigated area, which is stretching along the Skawa River valley between Sucha Beskidzka and Świnna Poręba (Figs 1–3). Senonian Middle and Upper Godula Beds (Figs 4, 5), Senonian-Paleocene Istebna Beds (Figs 6, 7), Eocene red shales and Lower Eocene Ciężkowice Sandstone as well as Middle Eocene Hieroglyphic, Lower Oligocene Menilite and Oligocene Krosno Beds (Figs 8, 9) form the Silesian Succession (Fig. 3). The debris-flow deposits with exotic rocks pebbles and large olistolites were observed within the Krosno Beds. The sedimentary succession is typical for the Siary sub-unit from the Magura Nappe (Figs 1–3). The present authors proposed the formal lithostratigraphic names for this unit. According to this formalization the following lithostratigraphic units have been distinguished within the Siary succession: Senonian-Paleocene Jaworzynka Formation (Ropianka Beds) with Paleocene Gołynia Shale member and Paleocene Mutne Sandstone Member (Figs 10, 11) within the upper part of profile, Upper Paleocene-Middle Eocene Łabowa Formation with Upper Paleocene-Middle Eocene variegated shales (Fig. 12), Upper Paleocene Żurawnica Sandstone and the Lower Eocene Skawce Sandstone Member (Figs 13, 14), Middle-Upper Eocene Beloveza Formation, and Upper Eocene-Oligocene Beskid Makowski Formation with Upper Eocene Zembrzyce Shale Member (Figs 15, 16), Wątkowa Sandstone Member and Budzów Shale Member. The Silesian and Magura Nappes' rocks are strongly tectonically deformed (Figs 1, 2, 17, 18). Within the Magura Nappes several scales and longitudinal shear zones have been distinguished (Fig. 5). The formations of both units are cut by normal faults (Fig. 19) and the transversal fault systems (Fig. 20). The Magura Nappe has the independent fault systems, some of its dislocations have been acquired, however, from the Silesian Nappe (Fig. 4). Below the Magura and Silesian Nappes, the Subsilesian Unit is present (Figs 21–23). It is thrust over the allochthonous and autochthonous Miocene deposits. The basement is represented by the Precambrian and lowermost Paleozoic of the Bruno-Vistulian terrane covered by the Devonian and Upper Paleozoic deposits (Fig. 22). The basement rocks are cut by the dislocation system. Three fault directions are clearly visible: SW-NE, W-E and SE-NW. The last one is reflected by the transversal strike-slip faults within the allochthonous flysch deposits. The Skawa river dislocations system displays the SE-NW orientation.

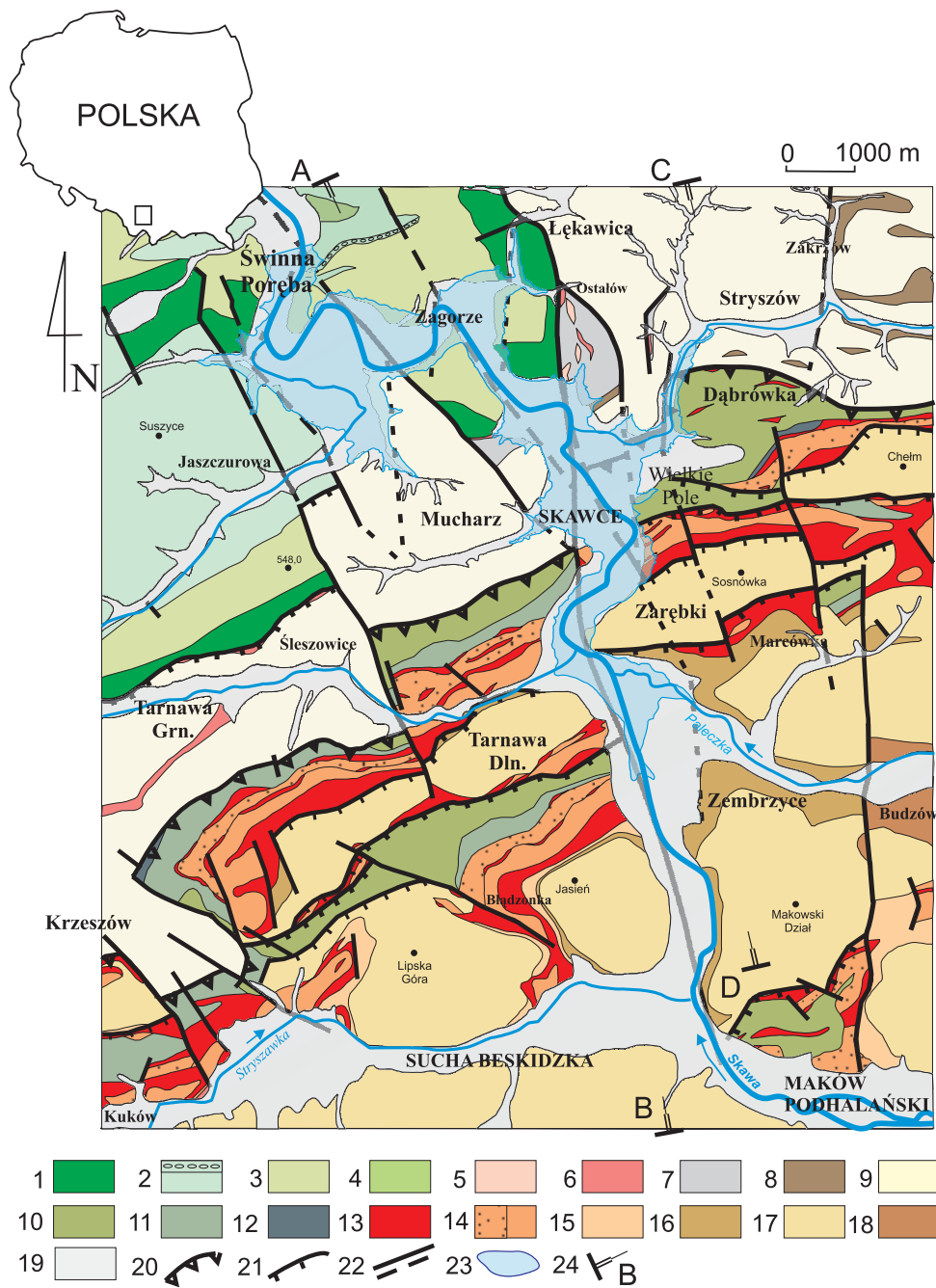


Fig. 1. Mapa geologiczna z elementami tektoniki rejonu na północ od Suchej Beskidzkiej (wykorzystano materiały z publikacji Książkiewicz 1951a, b, 1974a, b; Golonka *et al.* 1981). Płaszczowina śląska: 1 – warstwy godulskie środkowe – senon, 2 – warstwy godulskie górne (ze zlepieniem malinowskim) – senon, 3 – warstwy istebniańskie dolne – senon, 4 – warstwy istebniańskie górne – paleocen, 5 – piaskowce ciężkowickie – dolny eocen, 6 – łupki pstre – dolny eocen, 7 – warstwy hieroglifowe – dolny-środkowy eocen, 8 – warstwy menilitowe – dolny oligocen, 9 – warstwy krośnieńskie – oligocen. Płaszczowina magurska: Formacja z Jaworzynki – senon-paleocen: 10 – formacja z Jaworzynki – senon-paleocen, 11 – ogniwo piaskowców z Mutnego – paleocen, 12 – ogniwo łupków z Gołyni – paleocen. Formacja z Łabowej – górny paleocen-środkowy eocen: 13 – pstre łupki formacji z Łabowej – górny paleocen-środkowy eocen, 14 – ogniwo piaskowców z Żurawnicy (z kropkami) – górny paleocen, ogniwo piaskowców ze Skawiec – eocen dolny-środkowy, 15 – formacja beloweska – eocen środkowy-górny. Formacja makowska – górny eocen-oligocen: 16 – ogniwo łupków zembrzyckich – górny eocen, 17 – ogniwo piaskowców z Wątkowej – górny eocen-oligocen, 18 – ogniwo łupków budzowskich – oligocen, 19 – utwory czwartorzędowe, 20 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej, 21 – nasunięcia, 22 – uskoki, 23 – zasięg zbiornika wodnego Świnna Poręba, 24 – linie przekrojów

Fig. 1. Geological map with elements of tectonics of the region north of Sucha Beskidzka (the data from publications of Książkiewicz 1951a, b, 1974a, b; Książkiewicz and Golonka *et al.* 1981 have been used). Silesian Nappe: 1 – Middle Godula Beds – Senonian, 2 – Upper Godula Beds (with Malinowska Skala Conglomerate) – Senonian, 3 – Lower Istebna Beds – Senonian, 4 – Upper Istebna Beds – Paleocene, 5 – Ciężkowice Sandstone – Lower Eocene, 6 – Variegated Shales – Lower Eocene, 7 – Hieroglyphic Beds – Middle Eocene, 8 – Menilite Beds – Lower Oligocene, 9 – Krosno Beds – Oligocene. Magura Nappe: Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene: 10 – Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene, 11 – Mutne Sandstone Member – Paleocene, 12 – Gołynia Shale Member – Paleocene. Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene, 13 – Variegated Shales of Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene, 14 – Żurawnica Sandstone Member (with dots) – Upper Paleocene; Skawce Sandstone Member – Middle-Upper Eocene, 15 – Beloweza Formation – Middle-Upper Eocene. Beskid Makowski Formation – Upper Eocene-Oligocene: 16 – Zembrzyce Shale Member (Upper Eocene), 17 – Wątkowa Sandstone Member – Upper Eocene-Oligocene, 18 – Budzów Shale Member – Upper Eocene-Oligocene, 19 – Quaternary deposits, 20 – Main Overthrust of Magura Nappe, 21 – Overthrust, 22 – Faults, 23 – Planned Świnna Poręba reservoir, 24 – Cross-section lines

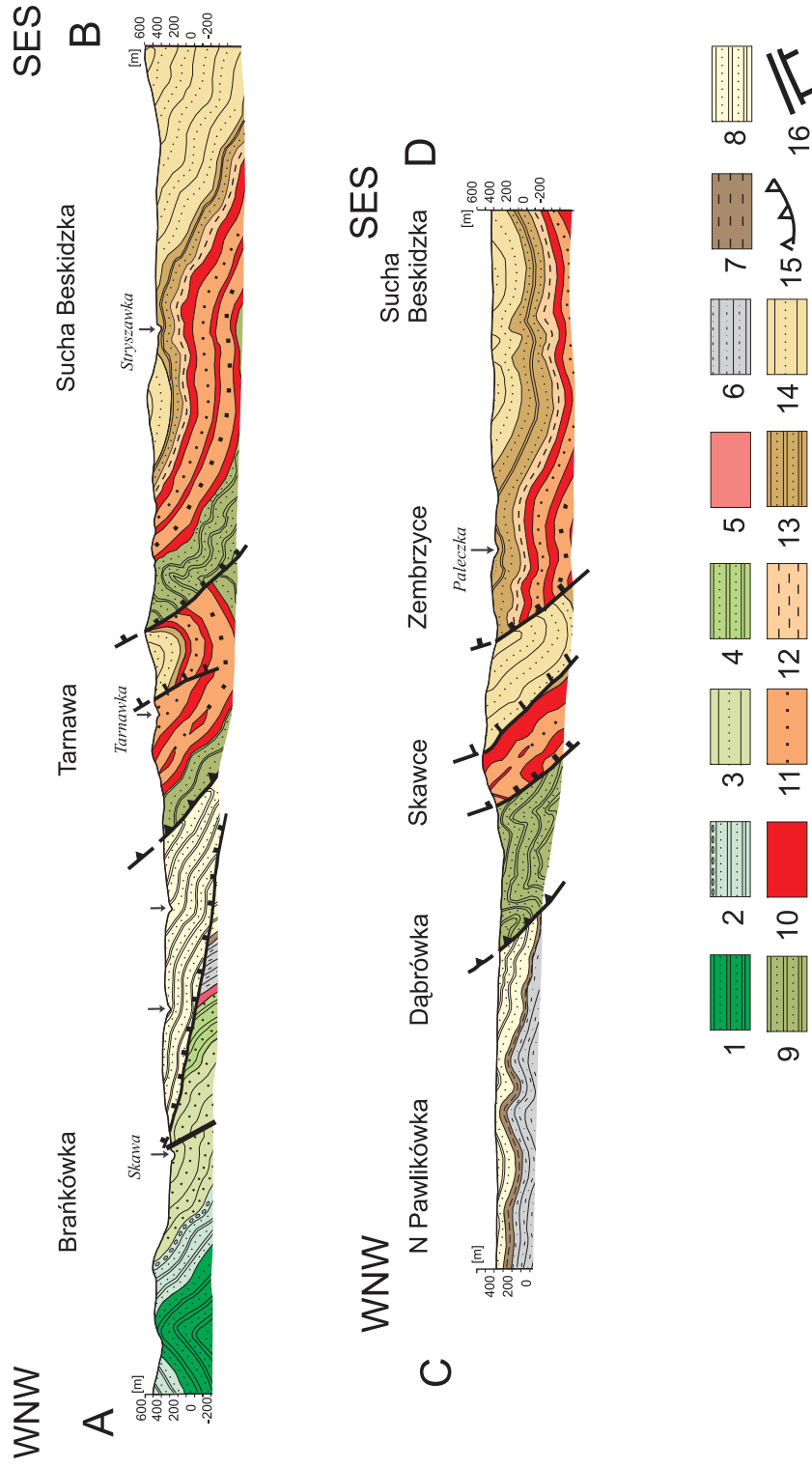


Fig. 2. Przekroje geologiczne (lokalizacja linii przekroju na Fig. 1). Płaszczowina śląska: 1 – warstwy godulskie środkowe – senon, 2 – warstwy godulskie górne (ze zlepioncem malinowskim) – senon, 3 – warstwy istebniańskie dolne – senon, 4 – warstwy istebniańskie górne – paleocen, 5 – łupki pstrze – dolny eocen, 6 – warstwy hieroglifyowe – dolny-środkowy eocen, 7 – warstwy menilitowe – dolny oligocen, 8 – warstwy krośnieńskie – oligocen. Płaszczowina magurska: Formacja z Jaworzynki – senon-paleocen: 9 – formacja z Jaworzynki – senon-paleocen. Formacja z Łabowej – górny paleocen – eocen środkowy: 10 – pstrze łupki formacji z Łabowej – górny paleocen-eocen środkowy, 11 – ogniwo piaskowców z Żurawicy (z grubszymi kropkami) – górny paleocen; ogniwo piaskowców ze Skawiec – eocen dolny-środkowy: 12 – formacja belowska – eocen środkowy-górny. Formacja makowska – górny eocen-oligocen: 13 – ogniwo łupków zembrzyckich – górny eocen, 14 – ogniwo piaskowców z Wątkowej – górny eocen-oligocen, 15 – nasunięcie płaszczowiny magurskiej, 16 – nasunięcia łusek, uskoki

Fig. 2. Geological cross-sections (Location of section lines on Fig. 1). Silesian Nappe: 1 – Middle Godula Beds – Senonian, 2 – Upper Godula Beds (with Malinowska Skala Conglomerate) – Senonian, 3 – Lower Istebna Beds – Paleocene, 4 – Upper Istebna Beds – Paleocene, 5 – Variegated Shales – Lower Eocene, 6 – Hieroglyphic Beds – Middle Eocene, 7 – Menilite Beds – Lower Oligocene, 8 – Krosno Beds – Oligocene. Magura Nappe: Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene: 9 – Jaworzynka Formation – Senonian-Paleocene; Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene: 10 – Variegated Shales of Łabowa Formation – Upper Paleocene-Middle Eocene, 11 – Żurawica Sandstone Member (with dots) – Upper Paleocene; Skawce Sandstone Member – Middle-Upper Eocene, 12 – Beloveza Formation – Middle-Upper Eocene. Beskid Makowski Formation – Upper Eocene-Oligocene: 13 – Zembrzyce Shale Member (Upper Eocene), 14 – Wątkowa Sandstone Member – Upper Eocene-Oligocene, 15 – Main Overthrust of Magura Nappe, 16 – Overthrust of scales, faults