

STANOWISKA NAJSTARSZYCH SKAŁ OSADOWYCH W POLSKICH KARPATACH FLISZOWYCH JAKO OBIEKTY GEOTURYSTYCZNE

Sections of the oldest sedimentary rocks in Polish Flysch Carpathians as geotouristic objects

Anna WAŚKOWSKA-OLIWA¹, Michał KROBICKI¹,
Jan GOLONKA¹, Tadeusz SŁOMKA¹,
Andrzej ŚLĄCZKA² & Marek DOKTOR¹

¹*Akademia Górniczo-Hutnicza,
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: waskowsk@agh.edu.pl, krobicki@geol.agh.edu.pl, jan_golonka@yahoo.com,
slomka@geoturystyka.pl, doktor@geol.agh.edu.pl;*

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

Treść: Jednym z celów prężnie rozwijającej się w ostatnich latach geoturystyki jest propagowanie aspektów poznawczych związanych z geologiczną historią Ziemi. W niniejszej pracy zostały zawarte opisy klasycznych polskich stanowisk, w których odsłaniają się najstarsze utwory Karpat Zewnętrznych (fliszowych). Po pierwsze, są to odsłonięcia inicjalnych, basenowych osadów późnojurajsko-wczesnokredowych, reprezentujących wczesne stadia węglanowej sedymentacji fliszowej, odbywającej się w obrębie młodego zbiornika protośląskiego (Goleszów – formacja wędryńska, dolina Soły w Żywcu i Jasieniowa Góra oraz Leszna Górna – formacja wapieni cieszyńskich). Po drugie, są to różnej wielkości izolowane bloki skał wapiennych o olistolitowej genezie zwane skałkami andrychowskimi (Targanice, Roczyny i Inwałd), reprezentujące jurajskie utwory o charakterze rafowym i okolorafowym, powstałe w płytkowodnych środowiskach na podmorskim wyniesieniu Baška–Inwałd.

Słowa kluczowe: skałki andrychowskie, formacja wędryńska, formacja wapieni cieszyńskich, późna jura–wczesna kreda, obiekt geoturystyczny

Abstract: The popularization of educational aspects linked to the geological history of Earth is one of the goals of geotourism, dynamically developing recently. The present paper contains the description of the classic localities exposing the oldest deposits of the Outer Flysch Carpathians. Firstly, these are initial Late Jurassic–Early Cretaceous basinal facies originated during early carbonate flyschoidal stages within the developing proto-Silesian Basin (Goleszów – Vendryně Formation; Soła River valley in Żywiec and Jasieniowa Mt and Leszna Górna – Cieszyn Limestone Formation). Secondly, these are different size limestone blocks, olistoliths in origin, known as Andrychów Klippen (Targanice, Roczyny and Inwałd) represent Jurassic reef and circum-reef environments originated in shallow-water conditions on the Baška–Inwałd submarine ridge.

Key words: Andrychów Klippen, Vendryně Formation, Cieszyn Limestone Formation, Late Jurassic–Early Cretaceous, geotouristic object

WSTĘP

Od około 200 lat prowadzone są wszechstronne badania i obserwacje w Karpatach zewnętrznych, które zmierzają do rozpoznania historii geologicznej tego górotworu. Najtrudniej jest dotrzeć do zapisu interwałów najodleglejszych czasowo, a podstawowym problemem w tej kwestii jest niekompletny zapis litologiczny. W wielu płaszczowinach karpackich, odklutyh w miocenie od skał podłoża, sfałdowanych i przesuniętyh ku północy, nie zachowały się utwory reprezentatywne dla inicyjalnych faz basenowych. Pozostały one przy strefach korzeniowych, które uległy pogrzebaniu. Jedynie w obrębie profilu osadowego płaszczowiny śląskiej występują górnourajsko-dolnokredowe skały. Możliwość ich obserwacji była kluczowa dla rozpoznania wczesnych etapów ewolucji basenów karpackich. Różnorodne analizy tych utworów pozwoliły w ograniczonym stopniu na rekonstrukcje ówczesnych paleośrodowisk. Na brzegach otwierających się basenów karpackich, w strefach platformowych oraz w wyniesieniach wewnątrzbasenowych, rozwijała się płytkowodna sedimentacja węglanowa. Częściowo środowiska te zostały odtworzone dzięki badaniom egzotyków oraz tzw. olistolitów, które stanowią materiał skalny przemieszczony z tych płytkich części zbiornika sedimentacyjnego, a dzisiaj w postaci skałek wapiennych tkwią w utworach fliszowych różnego wieku.

Geoturystyka jest rodzajem turystyki ukierunkowanym na poznawanie obiektów i zjawisk geologicznych, które uczą jak zrozumieć budowę geologiczną danego regionu, poznać procesy geologiczne i skutki ich działania, znaleźć wytłumaczenie „cudów przyrody nieożywionej” *etc.*, generalnie poznać historię Ziemi poprzez konkretne, szczegółowe przykłady jej „życia”. W przypadku Karpat, z całą pewnością takimi ciekawymi i istotnymi obiektami geoturystycznymi są wychodnie najstarszych utworów osadowych Karpat zewnętrznych. Znajdują się one w zachodniej części polskich Karpat fliszowych (Fig. 1). Najstarsze osady reprezentujące wczesne stadia sedimentacji wewnątrzbasenowej zachowane są w obrębie profilu osadowego jednostki śląskiej. Wydzielane są jako górnourajaska formacja wędryńska (dolne łupki cieszyńskie) reprezentatywna dla sedimentacji o charakterze przedfliszowym oraz górnourajsko-dolnokredowa o charakterze prafliszu (Fig. 2). Facje płytkowodne na terenie polskich Karpat fliszowych zostały zachowane tylko fragmentarycznie, w formie kilkunastu dużych bloków wapiennych oraz wielu egzotyków węglanowych, które znajdują się w obrębie utworów fliszowych. Jurajsko-kredowe skałki wapienne cieszyły się dużym zainteresowaniem badaczy karpackich, gdyż dzięki nim, przy braku zachowanych w Polsce oryginalnych obszarów rafowych, można było oszacować paleogeografię, kondycję oraz inwentarz faunistyczno-florystyczny obszarów rafowych i okołorafowych mezozoiku.

Tak więc możliwość obserwacji najstarszych skał była kluczowa w rozpoznaniu budowy geologicznej regionu i ustaleniu przebiegu faz rozwoju basenów karpackich oraz podstawą do paleogeograficznych rekonstrukcji pierwszych etapów formowania się basenu protośląskiego (Fig. 3).

Poniżej zostały przedstawione polskie klasyczne stanowiska, w których odsłaniają się najstarsze skały osadowe fliszowych Karpat zewnętrznych. Najlepsze, dostępne do obserwacji lokalizacje utworów wewnątrzbasenowych zbiornika protośląskiego, które spełniają kryteria obiektu geoturystycznego (*sensu* Słomka & Kicińska-Świdarska 2004) znajdują się w kamieniołomie w Goleszowie (formacja wędryńska), w dolinie Soły w Żywcu, w kamieniołomie w Lesznej Górnej (formacja wapienia cieszyńskiego) oraz w kamieniołomie na Jasieniowej Górze (formacja wapienia cieszyńskiego). Natomiast odsłonięcia skał węglanowych repre-

zentywnych dla płytkowodnych środowisk, o relatywnie dużych wychodniach, znajdują się w okolicach Andrychowa w obrębie tzw. skałek andrychowskich: w Rocznym, Inwałdzie oraz Targanicach.

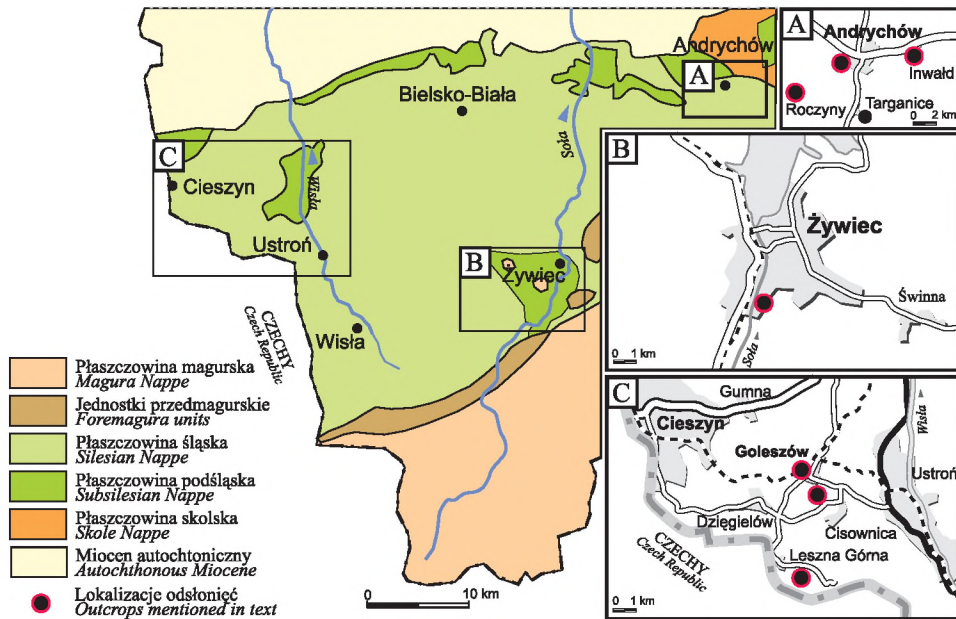
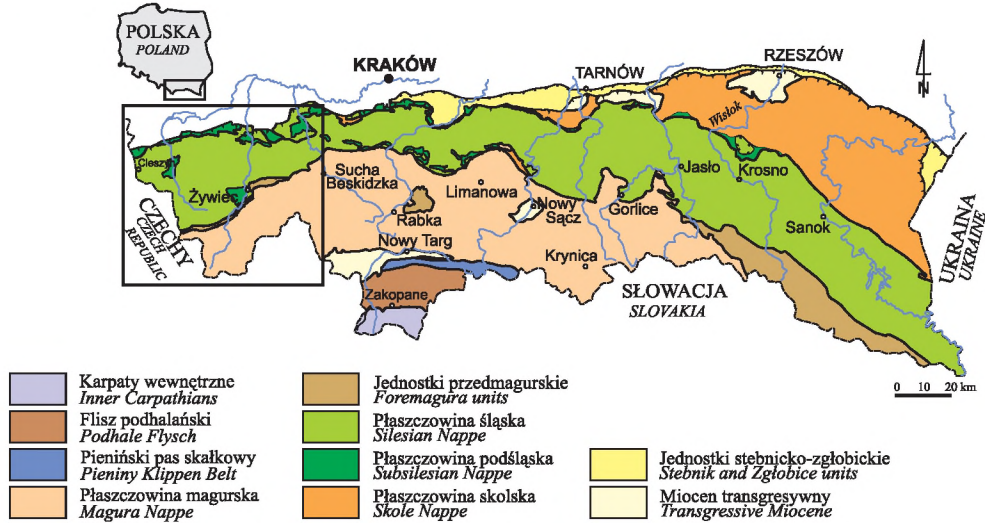


Fig. 1. Szkic geologiczny obszaru między Żywciem i Cieszynem z lokalizacją opisanych odsłonięć (wg Żytko *et al.* 1989; uproszczone)

Fig. 1. Geological sketch between Żywiec and Cieszyn with location of described outcrops (after Żytko *et al.* 1989; simplified)

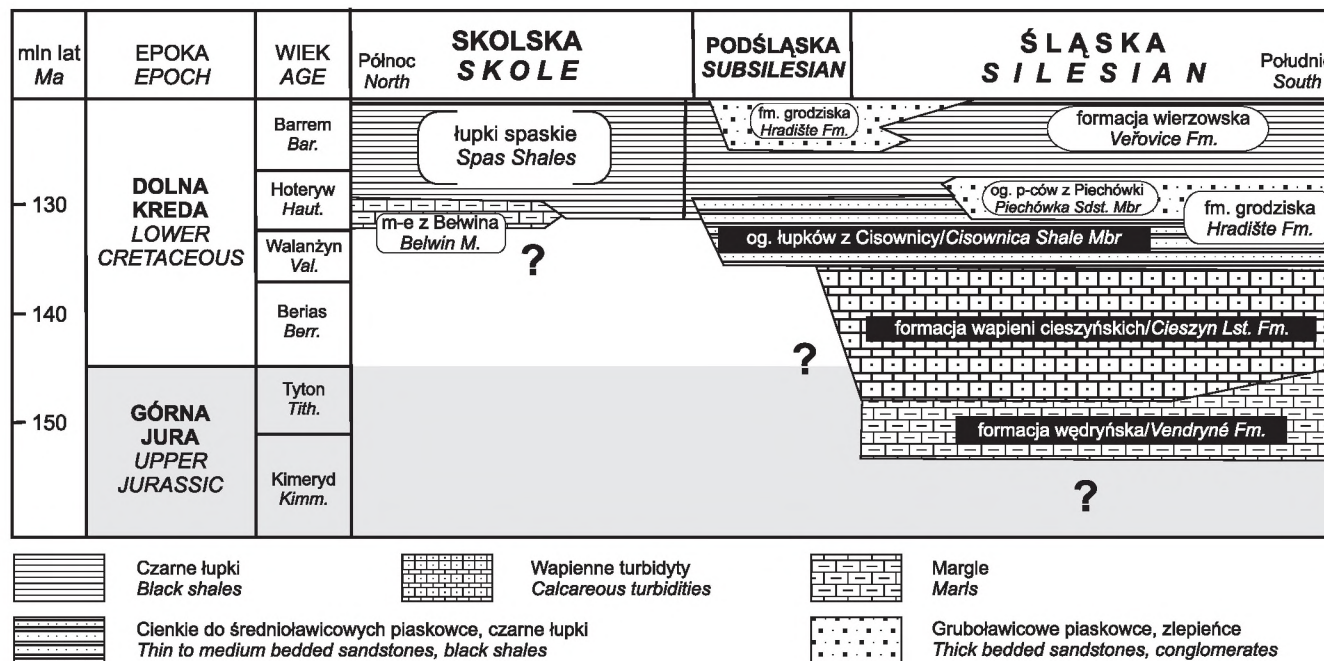


Fig. 2. Pozycja stratygraficzna utworów pogranicza jury/kredy polskich Karpat fliszowych (wg Słomka 1986; zmodyfikowane, litostratygrafia – patrz Golonka *et al.* 2008, ten zeszyt)

Fig. 2. Stratigraphical position of the Jurassic/Cretaceous boundary units of the Polish Outer Flysch Carpathians (after Słomka 1986; modified, lithostratigraphy – see Golonka *et al.* 2008, this volume)

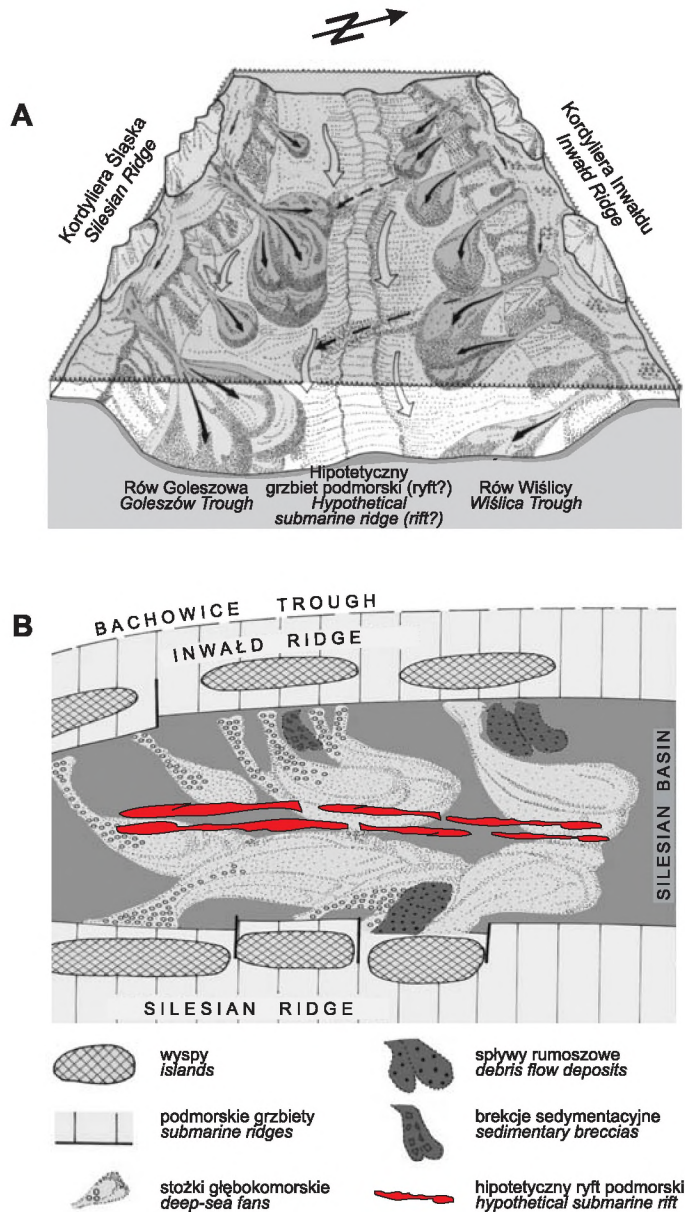


Fig. 3. Paleogeograficzny blokdiagram sedimentacji najstarszych utworów fliszowych w basenie protośląskim (przełom jura/kreda–tyton/berias) (A) i jego hipotetyczny paleogeograficzny szkic (B) (wg Słomka 1986; nieco zmienione)

Fig. 3. Paleogeographical blockdiagram of sedimentation of the oldest flysch deposits in the proto-Silesian Basin (Jurassic/Cretaceous transition–Tithonian/Berriasian) (A) and its hypothetical paleogeographical sketch (B) (after Słomka 1986; slightly modified)

Wspomniane lokalizacje są niezwykle istotne, gdyż prócz nieocenionych walorów poznawczych, są ważne w aspekcie historii badań geologicznych. W większości są to miejsca zaliczane do klasycznych odsłonięć mocno zakorzenionych w tradycji geologicznej. Na tych wychodniach prowadzone były badania przez kilka pokoleń geologów. Utwory te poddawane szerokiemu spektrum analiz, od ogólnogeologicznych do specjalistycznych, posiadają bogatą i kompleksową dokumentację. Ich unikatowość została dostrzeżona przez przyrodników zajmujących się ochroną przyrody, gdyż częściowo są to obiekty już objęte ochroną prawną lub taka forma zabezpieczenia jest dla nich projektowana (Alexandrowicz & Poprawa 2000). Wykorzystanie geoturystyczne tych stanowisk ma także swoją długoletnią tradycję. Zwykle są to popularnie odwiedzane miejsca przy okazji wycieczek towarzyszących konferencjom i kongresom poświęconym zagadnieniom przyrodniczo-geologicznym.

PLASZCZOWINA ŚLĄSKA – OSADY BASENOWE

Podział utworów najstarszych jednostki śląskiej na dolne łupki cieszyńskie, wapienie cieszyńskie oraz górne łupki cieszyńskie ma znaczenie historyczne. Wprowadzony został w 1861 roku przez Hoheneggera, w późniejszym czasie te wydzielenia zostały zintegrowane w jednostkę nieformalną nadrzędną i funkcjonowały w polskiej nomenklaturze geologicznej jako warstwy cieszyńskie (*sensu* Bieda *et al.* 1963). Wschodnie tych utworów znane są z zachodniej części płaszczowiny śląskiej, z rejonu Beskidów Śląsko-Morawskich (po stronie czeskiej), Beskidu Śląskiego oraz Beskidu Małego (Fig. 1).

Formacja wędryńska

Najstarszymi skałami Karpat fliszowych reprezentującymi fację basenową są utwory margliste formacji wędryńskiej (tradycyjnie nazywane łupkami cieszyńskimi dolnymi) (Golonka *et al.* 2008) (Fig. 4). Występują one na powierzchni, w zachodniej części jednostki śląskiej, w okolicach Cieszyna, Bielska-Białej oraz Żywca (Beskidy Śląsko-Morawskie). Formację wędryńską reprezentują osady przedfliszowe. Budują ją ciemnoszare łupki margliste z rzadkimi przeławiczeniami redeponowanych wapieni detrytycznych, zawierających szczątki fauny płytkowodnej (głównie jeżowce oraz małże). W rejonie Golezowa w obrębie klasycznych łupków wędryńskich notowane są pakiety margli płytowych oraz bryłowych (Peszat 1967b, Słomka 1986a). Miąższość formacji szacuje się na 300 m (Słomka 1986a), dolna granica ma charakter tektoniczny. W obrębie profilu znajdowane były osady formujące ogromne płyty ześlizgowe (Słomka 1986a) z licznymi strukturami deformacyjnymi (Nowak 1964, 1973, Peszat 1968), co wskazuje na sedymentację o charakterze chaotycznym. Ten typ sedymentacji dominował w późnej jurze podczas wczesnych faz otwierania się basenu protośląskiego w czasie wzmożonej aktywności tektonicznej (Ślącza & Kaminski 1998, Golonka *et al.* 2006), związanej prawdopodobnie ze wstępną fazą tektonicznych ruchów neokimeryjskich orogenezy alpejskiej (Krobicki & Słomka 1999, Golonka *et al.* 2003). Materiał detrytyczny dostarczany był z północnego obrzeżenia basenu, ze stref płytkich wyniesienia Baška–Inwałd. Z biegiem czasu ten typ sedymentacji stopniowo wygasiał. Z wypiętrzonych struktur obrzeżających basen protośląski rozpoczęła się intensywniejsza dostawa materiału, który transportowany był w głąb zbiornika formując kalcyturbidyty, które odgrywają skałotwórczą rolę w wydzieleniu

nadległym – formacji wapieni cieszyńskich. Taka sytuacja ograniczyła w dużym stopniu sedymentację chaotyczną (Słomka 1986a). W łupkach obecne są mikroskamieniałości: radiolarie, otwornice, małżoraczki, a z makrofauny można znaleźć fragmenty aptychów. Fauna ta jest w części redeponowana ze starszych osadów (Matyszkiewicz & Słomka 1994). Natomiast tytońskie zespoły faunistyczne występujące w ziarnach wapieni detrytycznych i zlepieńców mułowcowych przypominają kompozycją taksonomiczną faunę charakterystyczną dla facji typu sztramberskiego.

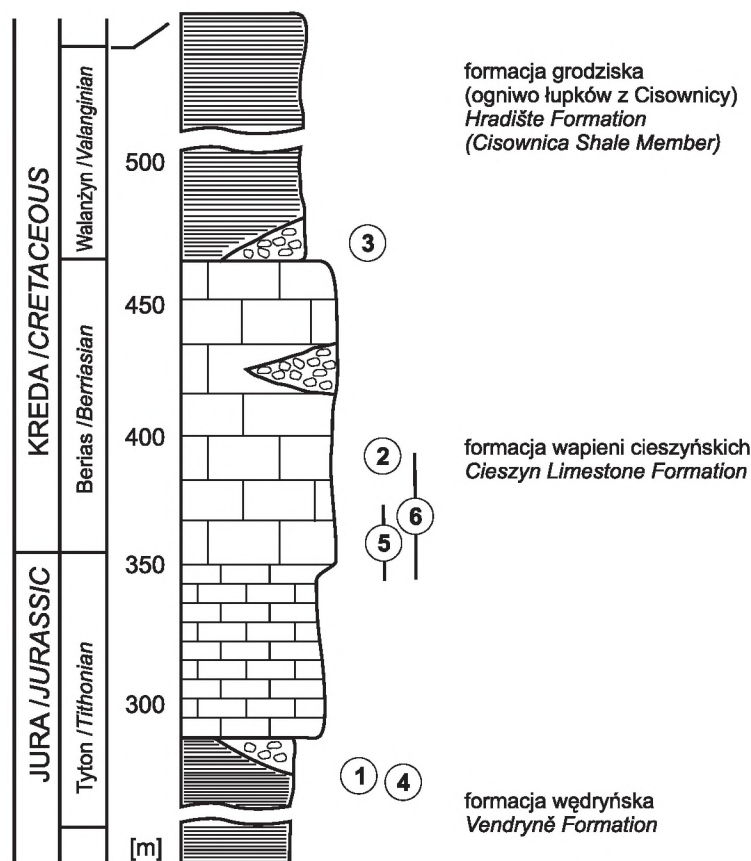


Fig. 4. Ogólny profil utworów pogranicza jury/kredy w okolicach Żywca (wg Krobicki & Słomka 1999; zmienione i zmodyfikowane) z lokalizacją odsłoneń opisanych w tekście: 1 – Golezów–Nowa Marglownia; 2 – rzeka Soła (część północna); 3 – rzeka Soła (część południowa); 4 – rzeka Soła (część środkowa); 5 – Jasieniowa Góra (nieczynny kamieniołom); 6 – Leszna Górna (czynny kamieniołom) (litostratigrafia – patrz Golonka *et al.* 2008, ten zeszyt)

Fig. 4. General section of the Jurassic/Cretaceous boundary units of the Outer Carpathians in vicinity of Żywiec (after Krobicki & Słomka 1999; changed and modified) with location of outcrops described in the text: 1 – Golezów–Nowa Marglownia; 2 – Soła River (northern part); 3 – Soła River (southern part); 4 – Soła River (middle part); 5 – Jasieniowa Góra Mt (abandoned quarry); 6 – Leszna Górna (active quarry) (lithostratigraphy – see Golonka *et al.* 2008, this volume)

Datowania na bazie zespołów skamieniałości (głównie otwornic oraz stomosferoidów) sugerują, że najwyższa część formacji wędryńskiej jest wieku późnokimerydzkiego i wczesnotytońskiego (Nowak 1968, 1973, 1976, Szydło & Jugowiec 1999, Golonka *et al.* 2006). W stropie formacji wędryńskiej znajduje się ropicki horyzont egzotykowy (Książkiewicz 1972) wieku wczesnotytońskiego (Król & Decrouez 2002). Składa się on z różnej wielkości bloków wapieni organogenicznych oraz wapieni typu sztramberskiego, o średnicy dochodzącej do 2 m, które powstawały od wczesnego kimerydu na platformie węglanowej wyniesienia Baška–Inwałd (Król & Decrouez 2002).

Badania nad wykształceniem, warunkami sedymentacji, wiekiem oraz skamieniałościami formacji wędryńskiej prowadzone są od drugiej połowy XIX w. (np. Hohenegger 1861, Opel 1865, Uhlig 1902, Bieda *et al.* 1963, Nowak 1964, 1968, 1976, 1973, Geroch 1966, Peszat 1967b, 1968, Książkiewicz 1971, Geroch *et al.* 1976, Słomka 1986a, b, Olszewska 1997, 2005, Ślącza & Kaminski, 1998, Szydło & Jugowiec 1999, Król & Decrouez 2002, Szydło 2005a, b, Golonka *et al.* 2006a z literaturą tam cytowaną).

Czytelne wychodnie formacji wędryńskiej znajdują się do dziś w klasycznym profilu stratotypowym w miejscowości Vendryně (Wędrynia) po stronie czeskiej jednostki śląskiej wzdłuż koryta Olzy. Na terenie Polski istnieje wiele odsłonień, jednym z nich o wysokich walorach geoturystycznych jest stanowisko w kamieniołomie w Goleszowie.

Stanowisko: Goleszów – kamieniołom Nowa Margłownia

Kamieniołom „Nowa Margłownia” znajduje się przy ul. Margłowej w Goleszowie. Jest to wyrobisko, w którym zarzucono eksploatację pod koniec lat 70. XX wieku, pozostawiając odkryty długi profil tych najstarszych skał osadowych polskich Karpat fliszowych. Obecnie do obserwacji jest udostępniony tylko fragmentarycznie, w najwyższej części, gdyż misa wyrobiska posłużyła jako składowisko odpadów komunalnych, którymi przykryto najniższe partie odkrywki (Fig. 5).

Utwory odkryte w rejonie kamieniołomu „Nowa Margłownia”, po raz pierwszy opisane przez Peszata (1968, 1971), są reprezentatywne dla jednego z dużych płatów ześlizgowych (Słomka 1986a). Formacja wędryńska wykształcona jest tutaj klasycznie, w postaci łupków mocno marglistych barwy ciemnoszarej do czarnej, margli masywnych oraz cienkich, pojedynczych ławic wapieni pelitycznych, piaszczystych oraz detrytycznych. W obrębie profilu czytelne są liczne struktury deformacyjne powstałe podczas podmorskich ruchów masowych (olistostromy, struktury osuwiskowe, płyty deformacyjne, żwirowce ilaste) (Fig. 5A, B), które dynamicznie rozwijały się wraz ze wzrostem głębokości zbiornika i nachylenia stoków oraz w okresach niepokoju sejsmicznego w basenie protośląskim (Słomka 1986b). W wyrobisku wyróżniono 3 poziomy deformacyjne. Najniższy o miąższości 2÷4 m, składa się z zaburzonych ciemnych margli. Kolejny, którego grubość sięga od kilku do kilkunastu metrów, charakteryzuje się obecnością wśród ciemnych margli bloków wapieni detrytycznych i izolowanych pakietów zwięzłych margli, łupków marglistych i drobnorytmicznego fliszu wapienistego. Bloki wapienne zwykle są owalne, mają różne rozmiary, największe notowane sięgają 6 m (Fig. 5A). Najokazalsze klasty koncentrują się w części środkowej tego poziomu. W wyższej partii poziomu natomiast liczniej występują klasty margliste i fliszoidalne. Interwał ten odpowiada głównym ruchom przemieszczającym. Ostatni poziom deformacyjny, o miąższości 3÷5 m reprezentuje już bardziej spokojne środowisko sedymentacyjne. Margle i łupki margliste zalegają poziomo lub są nieco nachylone na NW (Fig. 5C-E), w ich obrębie występują cienkie

warstwy lub soczewkowate płaskury wapieni detrytycznych, słabo zdeformowane (Słomka 1968b). W oparciu o szlamowaną mikrofaunę otwornic wiek utworów marglistego matrix oszacowany został tutaj na najpóźniejszą jurę, natomiast otwornice i wapienne dinocysty w płytach cienkich wskazują na wczesny tyton (Olszewska 2005), chociaż wiek najstarszej części tych utworów określano wcześniej nawet na późny kimeryd (Malik 1994).

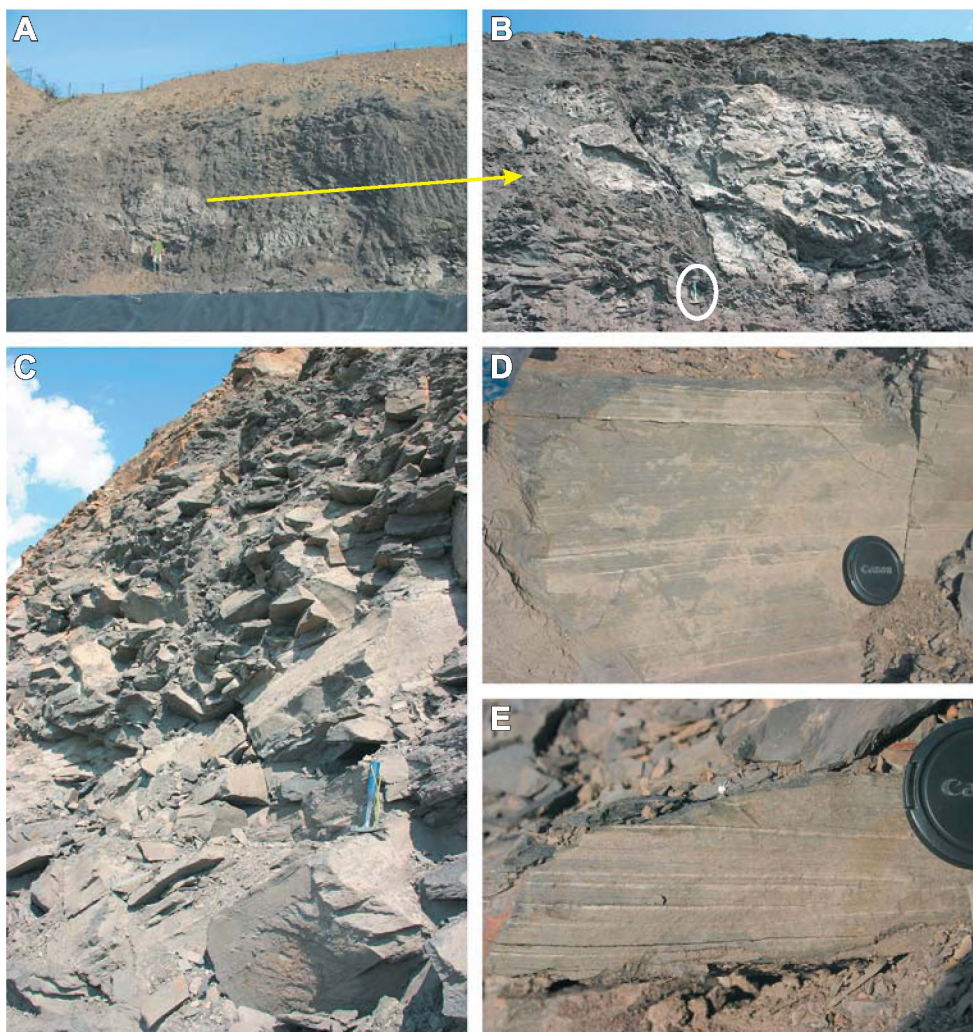


Fig. 5. Utwory formacji wędryńskiej w nieczynnym kamieniołomie Goleiszów – Nowa Margłownia z widokiem wschodniej ściany kamieniołomu (A) z największymi olistolitami wapieni detrytycznych (B) tkwiących w szarych marglach i mułowcach marglistych (C) z cienkimi laminami drobnoziarnistego kalkarenitu lub laminami kalcisiltytu (D, E)

Fig. 5. Vendryně Formation deposits in Goleiszów – Nowa Margłownia abandoned quarry with view of eastern wall of quarry (A) with the largest detritic limestone olistoliths (B) which occur within grey marls and marly mudstones (C) with thin laminas of finegrained calcarenites or calcisiltites (D, E)

Wychodnia w wyrobisku „Nowa Margłownia” to poligon prac, gdzie detalicznie prowadzone były obserwacje wykształcenia litologicznego zmierzające do interpretacji mechanizmów ruchów masowych (głównie o charakterze osuwiskowym), jakie miały miejsce w późnej jurze, w czasie sedymentacji formacji wędryńskiej (Peszat 1968, 1971, Słomka 1986b, Malik 1994). Wszystkie obserwacje w tym odsłonięciu wskazują na gwałtowną sedymentację w trakcie różnych procesów podmorskich ruchów masowych wielkoskalowej resedymentacji o charakterze procesów „katastroficznyc” (*sensu* Malik 1994). Tym niemniej zaznaczyć należy, że już zdecydowanie wcześniej sugerowano redepozycyjny charakter niektórych utworów w obrębie tej formacji (wtedy klasyfikowanej jako dolne łupki cieszyńskie) opisując z nich zwirowce ilaste i struktury osuwiskowe (Nowak 1964, 1973) bądź margle bryłowe jako efekt podmorskich splywów grawitacyjnych (Peszat 1968).

Formacja wapieni cieszyńskich

Utwory formacji wapieni cieszyńskich są kontynuacją sedymentacji formacji wędryńskiej. W późnym tytonie nastąpiła zmiana w charakterze sedymentacji i w basenie protośląskim deponowane były węglanowe osady o wyraźnie fliszowym charakterze (Książkiewicz 1971a, Słomka 1986b, 2001, Matyszkiewicz & Słomka 1994). Są to najstarsze osady prądów zawieszinowych, jakie znane są w polskiej części Karpat fliszowych. Formacja wapieni cieszyńskich rozpoczyna się regularnymi warstwami cienkich wapieni pelitycznych barwy jasnej, przelawianych łupkami marglistymi ciemnoszarymi (typowymi dla formacji wędryńskiej) oraz łupkami jasnoszarymi (Burtan *et al.* 1937, Słomka 1986a). Kolejno wzrasta w nich udział wapieni pelitycznych, a w wyższej części profilu pojawiają się ławice wapieni detrytycznych. Materiał detrytyczny pochodził z dwóch źródeł: z wyniesienia Baška–Inwałd, które ograniczało basen protośląski od basenu bachowickiego zlokalizowanego na południowym skraju platformy wschodnioeuropejskiej oraz z wysp znajdujących się na grzbiecie śląskim, oddzielającym basen protośląski od basenu magurskiego (Matyszkiewicz & Słomka 1994). Prądami grawitacyjnymi w głąb zbiornika protośląskiego transportowany był głównie materiał biogeniczny, który powstawał w płytkowodnych strefach platformowo-rafowych. Mimo że w obrębie warstw znajdowane są skamieniałości makro- i mikrofauny, niewiele z pośród nich daje pewne wyniki biostratygraficzne. Wiek sedymentacji wapieni cieszyńskich w oparciu o datowania zespołów nanoplanktonu, dinocyst, kalpionelli i aptychów ustalony został na tyton (środkowy/późny)–berias (Książkiewicz 1971, Nowak 1973, 1976, Szydło & Jugowiec 1999, Ślącza & Słomka 2001, Król & Decrouez 2002, Olszewska 2005), przy czym najmłodsza część formacji wapienia cieszyńskiego jest walanżyńskiego wieku (por. Nowak 1976, Olszewska 2005, Golonka *et al.* 2006). Miąższość kompleksu wapieni cieszyńskich jest zmienna, dochodzi do 250 m (Matyszkiewicz & Słomka 1994), przeciętnie wynosi jednak 150 m (Słomka 1986a). Przejście utworów formacji wapieni cieszyńskich w wyżejległe utwory ognia łupków z Cisownicy formacji grodzkiej (w tradycyjnym ujęciu górne łupki cieszyńskie) znaczy pojawieniem się prawie czarnych łupków marglistych oraz piaskowców/mułowców wśród cienkoławicowych, jasnych piaskowców detrytycznych (Burtan *et al.* 1937, Słomka 1986a). Prace badawcze nad wapieniami cieszyńskimi były prowadzone od pierwszej połowy XIX w. (Oeynhausena 1822, Pusch 1836, Hohenegger 1861, Szajnocha 1895, 1921, Uhlig 1902, 1903, 1907) i dały one podwaliny pod późniejsze, detaliczne analizy litologii, mikrofaacji, paleonto-

logii, sedymentacji i stratygrafii czy paleogeografii tego wydzielenia (np. Burtan *et al.* 1937, Tokarski 1949, Peszat 1959, 1967a, b, Gašiorowski 1961, Bieda *et al.* 1963, Geroch *et al.* 1967, Nowak 1968a, b, 1970, 1973, 1976, Eliaś 1970, Książkiewicz 1971, Mišik 1974, Malik 1986, Słomka 1986a, 1995, 2001, 2005, Matyszkiewicz & Słomka 1994, Wójcik & Olszewska 1996, Olszewska 1997, 2005, Szydło 1997, 2004, 2005a, b, Szydło & Jugowiec 1999, Król & Decrouez 2002 z literaturą tam cytowaną).

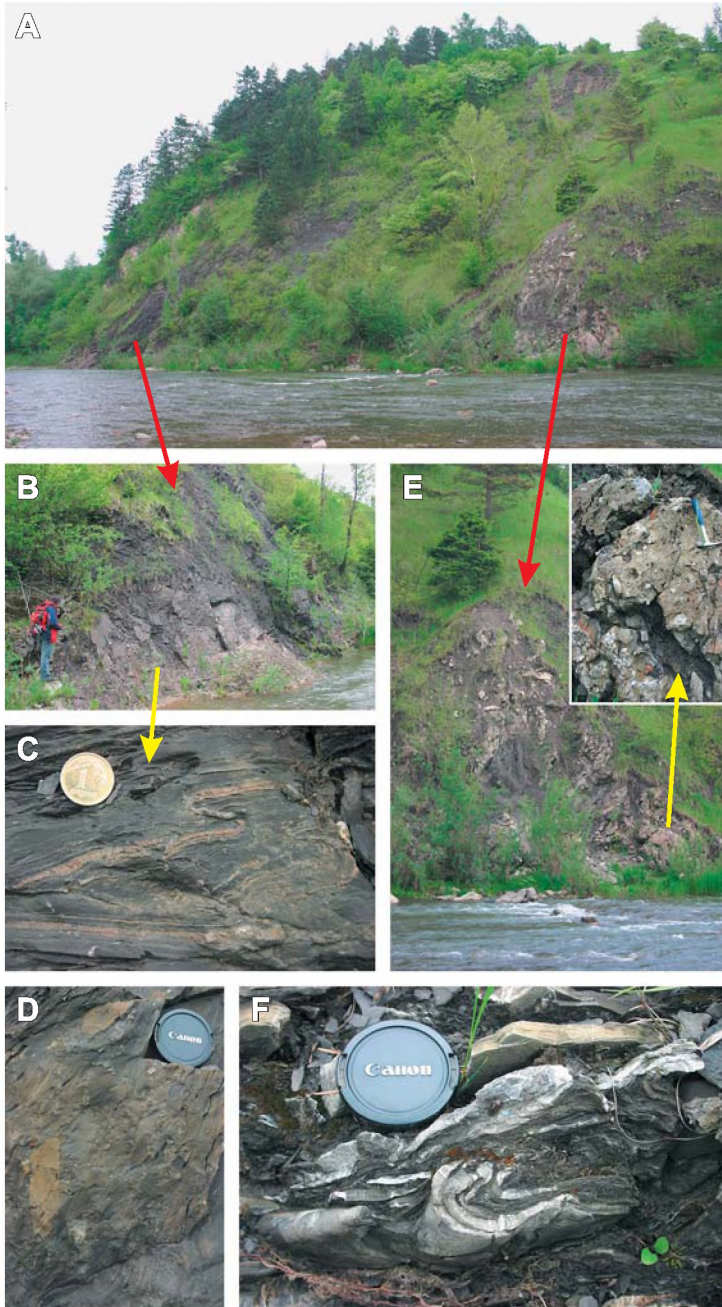
Jedne z najlepszych oraz utrwalonych w tradycji i literaturze geologicznej są odsłonecia wapieni cieszyńskich w rejonie Żywca – profil doliny rzeki Soły oraz w Golezowie czy Jasieniowej Górze (kamieniołomy).

Stanowisko: dolina Soły w Żywcu

Odkrywki formacji wapienia cieszyńskiego znajdują się u podnóża Góry Mały Grojec, na prawym brzegu rzeki Soły, na odcinku od ujścia rzeki Koszarawy do Soły po jaz na zapleczu fabryki Solali. Generalnie, sytuacja geologiczna śledzona wzdłuż tego brzegu jest bardzo skomplikowana, charakteryzująca się wieloma łuskami tektonicznymi i fałdami stłoczonymi na bardzo niewielkiej odległości, tym niemniej umożliwiającą przez to obserwację wszystkich części profilu utworów z pogranicza jury i kredy (wszystkie ogniwa tzw. warstw cieszyńskich). Kolejne ich wydzielenia zostały szczegółowo opisane przez Malik (1994), Słomkę (2001) i Golonkę *et al.* (2006). Tutaj skupiono się na najważniejszych trzech fragmentach tego ciągłego odsłonecia (Fig. 6).

Najbardziej południowe stanowisko reprezentuje niższą część ogniwa łupków z Cisownicy formacji grodziskiej (dawniej – górne łupki cieszyńskie), która wykształcona jest jako wielki podmorski splot rumoszowy z bardzo dużą ilością egzotyków skał zarówno osadowych, jak i magmowo-metamorficznych (Fig. 6A, E). Znajdowane są również fragmenty węgla wieku karbońskiego, ich nagromadzenia zwykle towarzyszą wapieniom detrytycznym stropowych partii wydzielenia wieku wczesnokredowego (Golonka *et al.* 2006a). W materiale egzotykowym można rozpoznać starsze utwory pogranicza jury/kredy z wyjątkiem skał cieszynitowych. Słomka (1986b) z tego miejsca opisuje przejście od olistostromy do splotów rumoszowych (Fig. 6F), a jeden z nich interpretowany jest z kolei jako megaturbidyt (Malik 1994). To prawdopodobnie te utwory po raz pierwszy stąd opisał Tokarski (1947) jako „złepieńce złożone z otoczków wapieni i rogowców jurajskich” (*op. cit.*: 10). W obrębie profilu znajdują się zachowane struktury podmorskich osuwisk oraz sploty rumoszowe o miąższości 2.50÷30.00 m, które dokumentują przekształcanie się grzbietu śląskiego w aktywną, co najmniej od tytonu, kordyliere. Szczytowe partie koldyriery zajmowała płytkowodna platforma węglanowa, która rozwinęła się na podłożu zbudowanym z paleozoicznych skał osadowych i metamorficznych (Słomka 1986a, 1995, 2001, 2005). Na podstawie jakości i ilości fazy rozproszonej sploty dzielone są na 2 typy: z dużym udziałem fazy rozproszonej (15÷25%), w której dominuje materiał węglanowy i niewielka ilość węgla oraz drugi typ z niewielkim udziałem fazy rozproszonej (do 5%), w obrębie której zwiększa się udział węgla oraz komponentów skał metamorficznych (Słomka 2001, 2005). Ta część sekwencji osadowej nad Solą jest charakterystyczna dla bardziej proksymalnych partii splotów podmorskich, do których materiał dostarczany był z obrzeżenia basenu protośląskiego (Słomka 2001, Golonka *et al.* 2006), a nawet niewiele wcześniej złożonych osadów w tym samym basenie, szybko później wyniesionych tektonicznie i redeponowanych do młodszych osadów. To typowa sytuacja dla

tw. kanibalizmu w obrębie basenu sedimentacyjnego, który sam siebie „zjadał” w wyniku intensywnych ruchów tektonicznych, którym był poddawany (ruchów neokimeryjskich w tym wypadku).

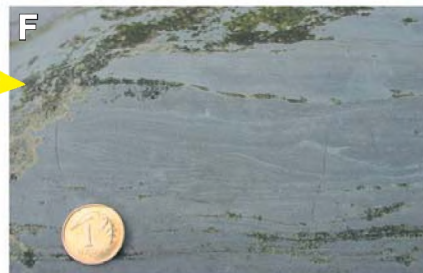


Nieco dalej na północ (ok. 30÷40 m; około 0.5 km od ujścia Koszarawy do Soły) doskonale odsłaniają się najstarsze utwory jednostki śląskiej – formacja wędryńska, wykształcona jako ciemnoszare i czarne utwory marglisto-ilaste o masywnej strukturze (Fig. 6A-D). Charakterystyczne są tutaj bardzo liczne klasty twardych, ale i miękkich margli, często mocno zdeformowanych, których ułożenie wykazuje stałą kierunkowość. Malik (1994) zdefiniowała te utwory jako żwirowiec (= zlepienie) marglowy interpretowany przez autorkę jako osad resedymetowany (debryt = rumoszowiec). To wydzielenie jest bardzo podobne do utworów występujących w kamieniołomie Nowa Margłownia w Goleszowie i oprócz tej samej pozycji stratygraficznej ma z pewnością generalnie taką samą genezę (mimo różnicy w skali zjawiska) jako efekt podmorskich ruchów masowych w późnej jurze.

Jeszcze dalej na północ, około 200 metrów na południe od ujścia Koszarawy do Soły, odsłaniają się utwory formacji wapieni cieszyńskich wykształcone tutaj jako średnio- i gruboławicowy flisz wapienny (Fig. 7), gdzie przeważają średnioławicowe detrytyczne oraz pelityczne wapienie frakcjonowane gradacyjnie, niekiedy z hieroglifami organicznymi i/lub rogowcami (Fig. 7C, D). Ławice mają zróżnicowaną miąższość, od bardzo cienkich (kilka centymetrów) po grube (60÷70 cm) (Fig. 7A, B). W warstwach wapieni występuje wiele struktur powstałych w trakcie depozycji z prądów turbidytowych. Do najpowszechniejszych należą różnego rodzaju laminacje, głównie równoległa, falista i smużysta, przekątna (Fig. 7E, F) oraz w różnej skali rozmycia erozyjne. Pomiedzy warstwami wapiennymi znajdują się pakiety łupków marglistych i ławice masywnych margli. Materiał ziarnowy wapieni detrytycznych to przede wszystkim fragmenty wapieni pelitycznych, biogenicznych, ooidy oraz różnego rodzaju bioklasty (Słomka 2005, Golonka *et al.* 2006a) a także domieszka kwarcu i skalenia (Peszat 1959, 1967). Górne partie wapieni są mocno zbioturbowane do głębokości 6 cm, co sugeruje, że powstawały w warunkach o korzystnych parametrach ekologicznych, w środowisku dobrze natlenionym (Golonka *et al.* 2006a). Wapienie mikrytowe (pelagiczne) wykazują duże podobieństwo do szeroko rozprzestrzenionej w Tetydzie facji typu *Maiolica* (= *Biancone*) (Golonka *et al.* 2006a). Na podstawie kalpionellidów wiek wapieni cieszyńskich został tutaj określony na berias (Nowak 1970). W tej części profilu Soły, pomiędzy ławicami wapieni formacji wapieni cieszyńskich występują żyły pokładowe (sille) cieszyńców barwy oliwkowo-zielonej (Fig. 7A, B). Ich grubość sięga 2 m i dokumentują one iniekcje magm, które intrudowały w kompleksy skał wapiennych, rozpychając przestrzenie fug międzylawicowych. Skały te są tutaj silnie wtórnie przeobrażone (zmetasomatyżowane), a ich pierwotny charakter jest trudny do ustalenia (monchikity?) (Grabowski *et al.* 2003, 2004).

Fig. 6. Ogólny widok prawego brzegu rzeki Soły w Żywcu (A) z odsłonięciami: utworów formacji wędryńskiej (B) (Soła – część środkowa – Fig. 4, pkt 4) wykształconych jako żwirowiec marglowy złożony z synsedymentacyjnie zdeformowanych mułowców (C) oraz z ciemnoszarych i czarnych klastów margli (D); utworów spływów rumoszowych z egzotykami ogniwa łupków z Cisownicy formacji grodziskiej (E) (Soła – część południowa – Fig. 4, pkt 3); oraz utworów synsedymentacyjnie zdeformowanych (F)

Fig. 6. General view of right bank of the Soła River (A) with outcrops: Vendryně Formation deposits (B) (Soła River – middle part – Fig. 4, point 4) developed as gravelstone marls with synsedimentary deformed mudstones (C) and with dark grey and black clasts of marls (D); debris flow deposits with exotics (E) of the Cisownica Shale Member of the Hradište Formation (Soła River – southern part – Fig. 4, point 3); and synsedimentary deformed deposits (F)



Procesy wulkaniczne miały miejsce głównie w czasie wczesnej kredy, chociaż pierwsze ich objawy mogły już zaznaczyć się we wczesnym tytonie (148.6 ± 1.8 mln lat temu) (Grabowski *et al.* 2003, 2004), podczas otwierania się basenu protośląskiego (Ślącza & Słomka 2001, Golonka *et al.* 2006a). Intruzje cieszynitowe formujące dajki i sille przebijają formację wapieni cieszynskich i notowane są także w nadległym litosomie ogniwa łupków z Cisownicy (Ślącza & Słomka 2001). Cieszynity zbudowane są z plagioklazów, augitu, biotyty i chlozytu (Ślącza & Słomka 2001, Słomka 2005). W profilu Soły w kilku miejscach można prześledzić kontakt intruzji z wapieniami cieszynskimi. Przy sprzyjającym stanie wód w rzece można odnaleźć 9 intruzji wulkanicznych. Odsłonięta sekwencja jest mocno zaangażowana tektonicznie, w wielu miejscach czytelne są drobne uskoki i zafałdowania.

Liczne, mniejsze wychodnie formacji wapieni cieszynskich znajdują się na Górze Mały i Średni Grojec. Skały te można oglądać w ścianach wyrobisk oraz w podłożu dróg przecinających na wielu poziomach wzniesienie. Stoki i partie szczytowe tej góry były do połowy lat 50. XX wieku objęte gospodarczą działalnością eksploatacyjną. Znajdowały się tam liczne, nieduże wyrobiska wapienia, które do dziś czytelne są w morfologii wzniesienia w postaci stromych ścian lub amfiteatralnych nisz wyciętych na stokach. Surowiec wypalany był w piecach wapienniczych, z których jeden zachował się na Małym Grojcu. Zaprzestanie prac wydobywczych uruchomiło naturalną sukcesję, i w wielu małych łomikach brak obecnie wychodni skalnych.

Opisywane odsłonięcie wzdłuż Soły jest rekomendowane do objęcia prawną ochroną (Laskowicz *et al.* 1996, Alexandrowicz & Poprawa 2000, Alexandrowicz 2006).

Stanowisko: kamieniołom na Jasieniowej Górze

Na Jasieniowej Górze (Goleszów) znajduje się wiele wyrobisk założonych w wychodniach formacji wapieni cieszynskich. Zlokalizowane są one na północnym i wschodnim stoku wzniesienia. Najpełniejszy profil skał węglanowych formacji najlepiej eksponowany jest w największym z wyrobisk (Fig. 8) oraz w przekopie drogi prowadzącej do niego. Sekwencja wapieni, która się tu odsłania jest charakterystyczna dla bardziej dystalnych partii spływów podmorskich, które transportowały materiał ze stref płytkomorskich w głąb basenu protośląskiego. Profil dostępny do obserwacji jest dynamiczny, w jego obrębie można prześledzić zmiany w wykształceniu litologicznym, które zaznaczają się gradacyjnym wzrostem ilości, miąższości oraz frakcji materiału ziarnistego typowych kalcyturbidytów ku górze profilu (Fig. 8A).

Fig. 7. Odsłonięcie cienkouławiconych wapieni mikrytowych i detrytycznych formacji wapieni cieszynskich (A, B – Soła – część północna – Fig. 4, pkt 2) (z sillem cieszynitów) z licznymi hieroglifami organicznymi na spągach ławic (C), rzadkimi rogowcami (D) i subtelnymi warstwowaniami riplemarkowymi w obrębie drobnodetrytycznych wapieni (E, F)

Fig. 7. Outcrop of thinbedded micritic and detritic limestones of the Cieszyn Limestone Formation (A, B – Soła River – northern part – Fig. 4, point 2) (with teschenitic sill), with numerous trace fossils on the soles of beds (C), with rare cherts (D) and delicate ripplemarks in finegrained limestones (E, F)

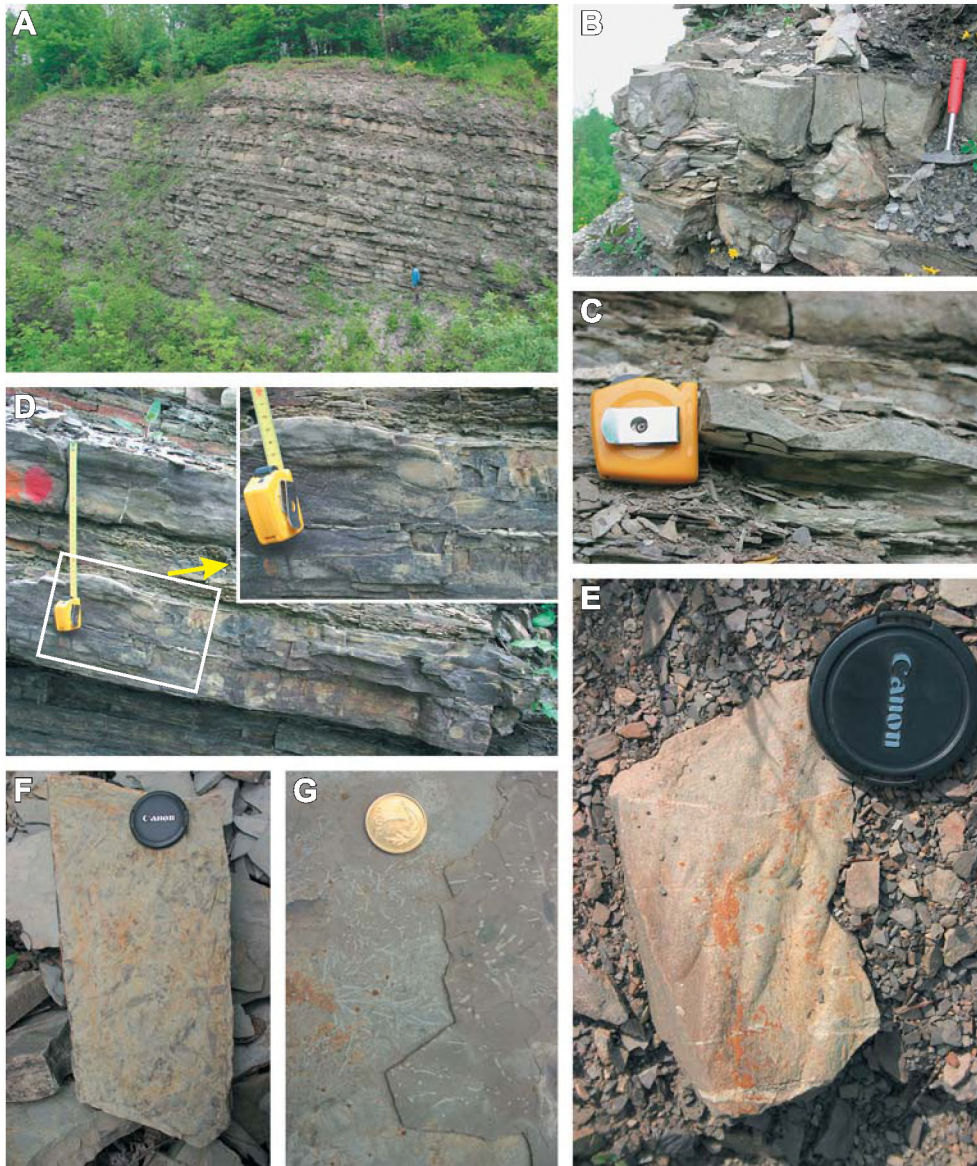


Fig. 8. Ogólny widok na nieczynny kamieniołom w Jasieniowej Górze (A) utworów formacji wapieni cieszyńskich z zachowanymi typowymi cechami utworów turbidytowych: ostry erozyjny spąg (B), riplemarki (C), warstwowania riplemarkowo-konwolutive (D), jamki wirowe (E), i w wapieniach marglistych skamieniałości śladowe *Planolites* isp. (F) i *Chondrites* isp. (G)

Fig. 8. General view of Jasieniowa Góra abandoned quarry (A) with limestones of the Cieszyn Limestone Formation with typical features of turbiditic deposits: sharp erosive base of bed (B), ripplemarks (C), ripplemark-convolute cross-lamination (D), flutcasts (E), and *Planolites* isp. (F) and *Chondrites* isp. (G) trace fossils in marly limestones

Przy drodze wjazdowej do wyrobiska (w przekopie) odsłaniają się drobnostratyfikowane, białoszarej barwy wapienie drobnoziarniste; są one przeławicane warstewkami szarych margli, w obrębie których zostały zidentyfikowane kalpionelle, które wskazują na tytoński wiek tych wapieni, podczas gdy najwyższe warstwy w tym kamieniołomie dostarczyły beriaskiej mikrofauny (przeгляд danych – patrz Golonka *et al.* 2006b). Przesuwając się ku górze profilu stopniowo wzrasta ilość przeławiczeń marglistych, ślady działalności życiowej organizmów w formie bioturbacji widoczne są wewnątrz i na powierzchniach ławic (Fig. 8F, G). Węglanowy materiał ziarnisty w obrębie wapieni detrytycznych pochodził z płytkowodnych środowisk platformy węglanowej i dostarczany był do miejsca, gdzie rozwinęła się sedimentacja marglistej facji *Coccolithus-Nannoconus*, bardzo podobna w wykształceniu do szeroko rozpowszechnionej alpejskiej facji *Maiolica* (= *Biancone*) (Golonka *et al.* 2006b). Ilość materiału węglanowego w formie bioklastów jest znaczna i wynosi około 33% (Peszat 1967, Książkiewicz 1971). Profil odsłonięty wzdłuż drogi w kamieniołomie kończą turbidyty węglanowe, w obrębie których pojawiają się ziarna kwarcu. Najwyższa część profilu wapieni cieszyńskich odsłania się w głównej ścianie kamieniołomu. Wykształcona jest ona w postaci grubo- i bardzo gruboławicowych, gradacyjnych gruboziarnistych (miejscami zlepieńcowatych) laminowanych wapieni. W grubieziarnistych, dolnych partiach sekwencji turbidytowych występują liczne bioklasty, składające się z pokruszonych muszli małży, ślimaków, liliowców, jeżowców, igieł gąbek i aptychów oraz glonów, które wskazują, że materiał dostarczany był z płytkich stref basenowych, z północnego obrzeżenia basenu protośląskiego (Książkiewicz 1971). W partiach zlepieńcowych znajdują się również ziarna kwarcu, ciemnych wapieni wieku tytońskiego i węgla karbońskich dokumentujące mocno zaangażowaną erozję sięgającą w obszarze źródłowym skał podłoża (Golonka *et al.* 2006). Udział kwarcu w wapieniach jest zmienny, jego domieszka może być znaczna, w dolnych zlepieńcowatych partiach wapieni detrytycznych może stanowić nawet 50% skały (Książkiewicz 1971, Peszat 1967). Typowe następstwo facjalne (które można obejrzeć między innymi w niniejszym odsłonięciu na Jasieniowej Górze) w obrębie wapieni formacji wapieni cieszyńskich, gdzie dolna partia profilu zdominowana jest przez wapienie z kalpionellami, natomiast górna obfituje w wapienie detrytyczne, była podstawą rozdzielenia wapienia cieszyńskiego na dwie podjednostki (Uhlig 1901, Burtan *et al.* 1937, Książkiewicz 1971, Peszat 1976, Słomka 1986a), które ewentualnie powinny funkcjonować w randze ogniw. Analiza materiału mikropaleontologicznego na bazie zespołów nanoplanktonu oraz dinocyst wskazuje, że sekwencja osadowa odsłaniająca się w wyrobisku w Jasieniowej Górze powstawała na przełomie tytonu i beriasu (Golonka *et al.* 2006b). Stanowisko to jest proponowane do europejskiej sieci geostanowisk (Alexandrowicz 2006).

Stanowisko: kamieniołom Leszna Górna

W obrębie czynnego kamieniołomu w Lesznej Górnej odsłaniają się utwory formacji wapieni cieszyńskich („dolne i górne wapienie cieszyńskie”) wykształcone jako średnio- i gruborytmiczny flisz wapienny (Fig. 9–11). Na kilku poziomach eksploatacyjnych kamieniołomu obserwować można zarówno różnicowanie litofacjalne tych warstw, jak i bardzo dobrze widoczne zjawiska tektoniki fałdowej i uskokowej (Fig. 11). Sumaryczna miąższość odsłaniających się tutaj utworów osiąga około 120 metrów. Flisz ten reprezentowany jest głównie przez utwory kalcyturbiditów i kalcyfluksoturbiditów (por. Malik 1994) (Fig. 10), z pełną gamą



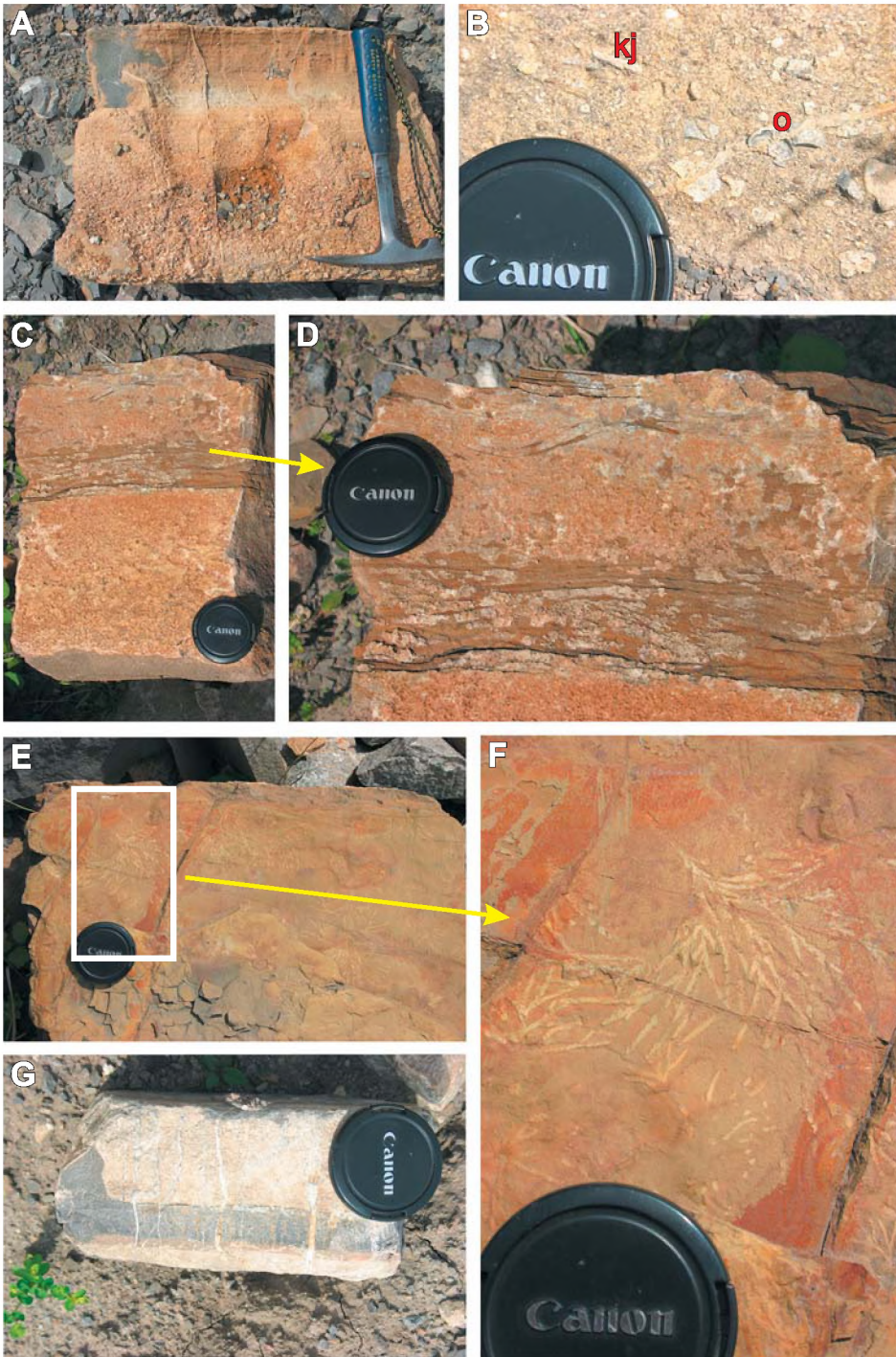
sedymentacyjnych cech typowych zarówno dla wewnętrznej części stożka, jak i dla stożka zewnętrznego modelu podmorskiej sedymentacji turbidytowej (por. Mutti & Ricci Lucchi 1975, Słomka 1986, Stow 1986, Mutti & Normark 1987, Ghibaudo 1992, Reading & Richards 1994, Lowe 1997, Shanmugam 2000).

Główna część odsłaniających się tutaj utworów jest beriaskiego wieku, jedynie najstarsze części najniższych poziomów eksploatacyjnych w kamieniołomie mogą być górnotytonskie. Uderzającą cechą tych utworów jest ich wykształcenie facjalne odpowiadające drobno- i gruborytmicznemu kalcyturbidytom, przy czym wyższe stratygraficznie ławice charakteryzują się cyklem ławic grubiejących ku górze (Fig. 9A) i przez to odpowiadających zespołowi facjalnemu łobów depozycyjnych i ich obrzeżenia. Starsza sekwencja, drobnorytmiczna, odpowiadałaby w takim razie zespołowi facjalnemu stożka zewnętrznego (Malik 1994). I w jednym i w drugim kompleksie zauważyć można wiele cech sedymentacyjnych osadów, wskazujących na bardzo żywą synsedymentacyjną tektonikę, wyrażoną dużą ilością utworów resedymetowanych: osuwiska i spływy podmorskie (Fig. 9A-B); wielkie, duże i małe lito-klasty (zwłaszcza ilasto-margliste) w wapieniach (Fig. 9C-F); grubobiodetrytyczne wapienie z frakcjonalnym uziarnieniem *etc.* (Fig. 10). Pełne sekwencje Boumy można odczytać w wielu ławicach wapiennych, zakończonych marglistymi częściami sekwencji intensywnie zbioturbowanych (Fig. 10E, F). Krótki opis najważniejszych cech osadów tutaj się odsłaniających przedstawiła Malik (1994), przy czym należy wziąć pod uwagę, że ze względu na postęp eksploatacji w przeciągu ostatnich 15 lat odsłoniętych zostało co najmniej kilkanaście – dwadzieścia parę metrów starszej części formacji. *Nota bene* miejsce to jeszcze czeka na szczegółowe profilowanie sedymentologiczne i na tej podstawie szerszą interpretację paleośrodowiskowo-paleogeograficzną.

Reasumując powyższe uwagi do poszczególnych stanowisk wydaje się, że jednym z najciekawszych zjawisk występujących w ich obrębie są efekty procesów ruchów masowych typu osuwisk podmorskich, spływów rumoszowych, kalcyfluksoturbidytów itp., generalnie mniejszej/większej skali procesów resedymetacji, jakie miały miejsce w basenie protośląskim na przełomie jury i kredy. Dokumentują one przebieg procesu przekształcania grzbietu śląskiego w aktywną kordylierę. W trakcie sedymentacji utworów formacji wędryńskiej [dawniej – łupków cieszyńskich dolnych; stanowiska: Goleiszów – Nowa Margłownia, Soła (część środkowa)], czyli w późnym kimerydzie – wczesnym tytonie, materiał okrucowy prawdopodobnie dostarczany był głównie z grzbietu Baška – Inwałd. W jego obrębie w tym czasie zaczęły pojawiać się izolowane wyspy, które dostarczały materiał okrucowy pochodzący z niszczenia płytkomorskich platform węglanowych i obszarów je otaczających, w głębsze partie basenu.

Fig. 9. Objawy podmorskich synsedymentacyjnych ruchów masowych w obrębie formacji wapieni cieszyńskich w czynnym kamieniołomie w Lesznej Górnej reprezentowane przez: małe osuwiska podmorskie (A, B), wielkie resedymetowane klasty ilaste i wapienne (C, D) niekiedy frakcjonowane w drobnodetrytycznych wapieniach (E, F)

Fig. 9. Synsedimentary features of submarine mass movements in the Cieszyn Limestone Formation in Leszna Górna active quarry represented by: small submarine debris flow (A, B), huge resedimented shales and carbonate clasts (C, D) sometimes with fractionation in finedetrictic limestones (E, F)



Z kolei konsekwentne dźwiganie się obszarów źródłowych, jakim były wtedy otaczające basen protośląski grzbiety śląski i Baška–Inwałd, doprowadziło do sedymentacji utworów grubookruchowych w postaci olistolitów, żwirowców marglowych, ześlizgów bloków wapieni typu sztramberskiego *etc.* (Nowak 1973, Słomka 1986b, 2001). Kolejnym efektem dźwignia się grzbietu śląskiego na skalę ponadregionalną było powstanie pod koniec wczesnego tytonu grubego kompleksu osadów resedymentowanych (osady spływów rumoszowych), który w morawskiej części Karpat jest opisywany jako tzw. poziom ropicki (Eliáš 1970, Menčík *et al.* 1983). Przypuszczalnie jego stratygraficznym i facjalnym ekwiwalentem są utwory resedymentowane opisywane z Nowej Marglowni w Goleszowie, jak sugeruje to Słomka (1986b, 2001). Kolejne przyspieszenie w wynurzaniu się kordyliery śląskiej miało miejsce w beriasie, kiedy na szeroką skalę powstawały detrytyczne wapienie formacji wapieni cieszyńskich, tworzące się w wyniku destrukcji płytkowodnych platform węglanowych okalających grzbiet śląski (Matyszkiewicz & Słomka 1994, 2004, Krobicki & Słomka 1999, Słomka & Krobicki 2000). Efekt wynurzania był tak intensywny i szybki, że objął on również fragmenty dna basenu, na którym jeszcze niedawno trwała sedymentacja pelagiczna, co doprowadziło do swoistego kanibalizmu w basenie protośląskim (Krobicki & Słomka 1999, Słomka 2001). Nie byłoby to możliwe, gdyby nie intensywne synsedymencyjne ruchy tektoniczne w tej części Tetydy związane z ruchami neokimeryjskimi orogenezy alpejskiej (Krobicki 1996, Golonka *et al.* 2003; por. – Middleton & Hampton 1973, Stampfli *et al.* 1998, Shanmugam 2002, Dasgupta 2003, Payros & Pujalte 2008 z literaturą tam cytowaną).

Beriaski epizod resedymentacji w basenie protośląskim związany był praktycznie wyłącznie z destrukcją platform węglanowych i wydźwigniętych utworów fliszu wapiennego formacji wapieni cieszyńskich. W walanżynie natomiast doszło do erozji skał podłoża (pierwsze egzotyki skał magmowych i metamorficznych) i zwiększająca się przez to ilość materiału klastycznego doprowadziła do zastąpienia sedymentacji fliszu wapiennego przez flisz silikoklastyczny (Słomka 2001).

Flisz wapienny najpóźniejszej jury/najwcześniejszej kredy formacji wapieni cieszyńskich znajduje dobre odpowiedniki w wielu systemach fliszowych/fliszopodobnych w Europie i poza nią (Payros & Pujalte 2008 z cytowaną tam literaturą) i jest uderzające, że podobnie jak w Karpatach (Matyszkiewicz & Słomka 1994), w wielu wypadkach jednym z podstawowych składników ziarnowych tych utworów są ooidy, jako resedymentowane ziarna z płytkomorskich platform węglanowych, będących obszarami źródłowymi dla systemów wapiennych turbidytów/fluksoturbidytów (Price 1977, Ruiz-Ortiz 1983, Wright & Wilson 1984, Eberli 1987, Cooper 1989, 1990, Zempolich & Erba 1999, Wright 2004, Robin *et al.* 2005, Brookfield *et al.* 2006).

Fig. 10. Wapienie organodetrytyczne warstwowane frakcjonalnie (A, C) niekiedy z idetyfikowalną fauną w spągu (B: o – ostrygi *Nanogyra* sp.; kj – kołec jeżowca) i konwolucjami w stropie (C, D) oraz skamieniałościami śladowymi w bardziej marglistej części (E, F – *Chondrites* isp.), rzadko z rogowcami (G)

Fig. 10. Organodetrital limestones with gradational fractionation (A, C) sometimes with identifiable fossils at the base of beds (B: o – *Nanogyra* sp. oyster; kj – echinoid spine) and convolution in the top (C, D) and trace fossils in more marly parts of bed (E, F – *Chondrites* isp.), and rarely with cherts (G)

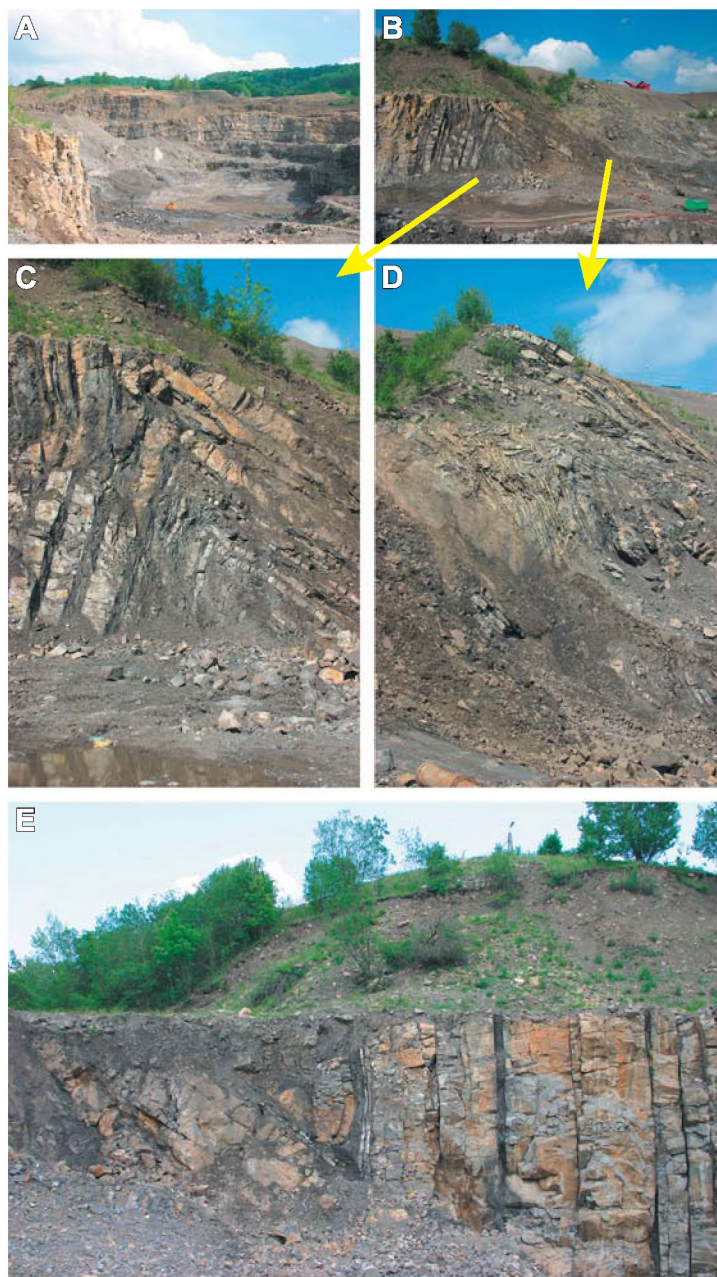


Fig. 11. Ogólny widok kamieniołomu w Lesznej Górnej (A) z intensywnie sfałdowanymi utworami formacji wapieni cieszyńskich (B-E)

Fig. 11. General view of Leszna Górna quarry (A) with intensive folded deposits of the Cieszyn Limestone Formation (B-E)

Z drugiej strony w obrębie utworów resedymetowanych znaleźć można fragmenty (jako olistolity/egzotyki) budowy organicznych typu raf koralowo-glonowych lub mikrobialno-gąbkowych kopców mułowych (Karpaty – Matyszkiewicz & Słomka 2004, inne lokalizacje – Payros & Pujalte 2008), które dokumentują szeroką gamę płytkowodnych facji platform węglanowych w obszarach źródłowych.

Biorąc pod uwagę wszystkie wzmiankowane wątki – od rekonstrukcji płytkowodnych środowisk węglanowej sedymentacji w obszarach źródłowych (patrz również niżej), poprzez żywą synsedymentacyjną tektonikę neokimeryjską katalizującą powstawanie różnych utworów resedymetowanych, aż do izochronicznych z nimi początków podmorskiej aktywności wulkanicznej (cieszynity – Grabowski *et al.* 2003, 2004), należy je wiązać z coraz większą geotektoniczną aktywnością kordyliery śląskiej (Poprawa *et al.* 2004, 2005). Pierwotnie była ona prawdopodobnie fragmentem platformy wschodnioeuropejskiej, oderwanej od niej wskutek krótkotrwałego, poronnego ryftu, który przypuszczalnie nie doprowadził jednak do pełnej oceanizacji basenu protośląskiego (Narębski 1990), mimo jego włączenia do ciągłego systemu ryftowego między otwierającym się Atlantykiem na zachodzie, poprzez ocean liguryjsko-peniński w centrum aż do gałęzi czarnohorsko-sinajskiej basenów Karpat ukraińsko-rumuńskich na wschodzie (Mišík 1992, Golonka & Krobicki 2004, Krobicki *et al.* 2005, Rogoziński & Krobicki 2006 z literaturą tam cytowaną).

Skalki andrychowskie

Na terenie Karpat zewnętrznych odsłaniają się izolowane wystąpienia bloków wapieni wieku jura – paleocen. Określane są one ogólną nazwą „skałek andrychowskich”. Wystąpienia skałek tworzą wąski, ale wyraźny w morfologii pas 7 km długości i szerokości nie przekraczającej 250 metrów, znajdujący się w okolicach miasta Andrychów. Do klasycznych odsłonieć należą lokalizacje w Roczynach, Targanicach oraz Inwałdzie, z których dwie ostatnie są objęte ochroną prawną w kategorii pomnika przyrody (Alexandrowicz & Poprawa 2000). Skalki te występują przy brzegu jednostki śląskiej i według najnowszych badań należy je uznać za olistolity, które wraz z olistolitami kredowych i paleogeńskich utworów Karpat fliszowych (głównie jednostki podśląskiej) mają charakter olistostromy tkwiącej w miocenkich osadach znanych z zapadliska przedkarpackiego (Olszewska *et al.* 2008). Pierwotnie utwory te jako olistolity zostały przemieszczone w głębsze partie basenu karpackiego (Koszarski 1990, Ślącza & Kaminski 1998, Golonka & Krobicki 2006), a ich ostateczne ułożenie odbywało się prawdopodobnie w późnym paleogenie i neogenie pod wpływem przesuwającej się w kierunku północnym pryzmy akrecyjnej.

Paleogeograficznie utwory węglanowe budujące skalki powstały na wyniesieniu Baška – Inwałd, które oddzielało basen protośląski o znacznych głębokościach od epikontynentalnego, płytkiego zbiornika zwanego basenem bachowickim, który znajdował się na platformie północnoeuropejskiej (patrz – Golonka *et al.* 2008, ten zeszyt). Wapienie „skałek andrychowskich” powstawały w różnych warunkach oraz w różnych pozycjach batymetrycznych w obrębie tego wyniesienia. Opiswane wśród nich są facje płytkowodne – rafowe i przyrafowe, które przyporządkowywane są centralnej strefie grzbietowej wyniesienia, ale również facje głębsze odpowiadające warunkom panującym na skłonie. Historia badań geologicznych nad

utworami skałek wapiennych Karpat zewnętrznych ma długoletnią tradycję. Pierwsze opracowania naukowe powstały już w pierwszej połowie XIX wieku i od tego czasu są nieustannie kontynuowane w zakresie litologii, stratygrafii, paleontologii, genezy, paleogeografii (np. Zeuschner 1849a, b, Uhlig 1902, 1907, Książkiewicz 1935a, b, 1951a, b, 1965, 1968, Konior 1938, Nowak 1959, 1973, 1983, 1986, Bieda *et al.* 1963, Geroch *et al.* 1967, Książkiewicz & Liszkowa 1972, Koszarski 1990, Gasiński 1998, Olszewska & Wieczorek 2001, Golonka & Krobicki 2006, Olszewska *et al.* 2008 i prace tam cytowane). Przy braku zachowanych większych fragmentów skał powstałych w warunkach płytkowodnych w zbiornikach karpaccich materiał ze skałek andrychowskich stał się kluczowym w rozpoznaniu tych stref zbiornika. Skałki andrychowskie to największe wychodnie jednych z najstarszych wapiennych utworów karpaccich.

Stanowisko: Inwałd

Skałka inwałdzka znajduje się na południe od miasta Andrychów i tworzy ją duży blok wapienny o długości 500 m oraz 70 m szerokości (Koszarski 1990). W jego obrębie, na wzgórzu Wapiennica, były pozakładane liczne wyrobiska (Książkiewicz 1935a) i zarazem był to główny poligon podstawowych i biostratygraficznych analiz Zeuschnera (1849a, b) oraz Książkiewicza (1935a, 1951, 1962, 1965, 1968, 1971). Wychodnie „skałek andrychowskich” najlepiej eksponowane są w obrębie nieczynnego kamieniołomu „Wapiennik” (Fig. 12), znajdującego się około 200 m od przystanku PKP, przy drodze prowadzącej do Zagórnik. Aktualnie odsłonięcia są niewielkie, izolowane, występujące w ścianach niegłębokiego wyrobiska. Skały dostępne są do obserwacji ponadto w luźno rozrzuconych blokach różnej wielkości na jego dnie. Kamieniołom znajduje się we wschodniej części skałki. Przed założeniem wyrobiska skałka inwałdzka znaczyła się tu w morfologii terenu wyraźnym pagórem, obecnie większa część jej niegdysiejszych wychodni została wyeksploatowana. Przedmiotem eksploatacji były wapienie inwałdzkie, reprezentujące fację szeroko rozprzestrzenioną w Karpatach zwaną facją sztramberską, od klasycznej lokalizacji tych wapieni na Morawach w Czechach.

Odsłaniające się wapienie są twarde, drobno- do gruboziarnistych, silnie spękane, barwy białej, kremowej, szarawej ze słabo widoczną stratyfikacją (Fig. 12A, B). Zawierają zespoły różnorodnych skamieniałości, w inwentarzu wyróżnia się glony, jeżowce, koralowce, mszywioly, ślimaki, ramienionogi, małże, wskazujące na środowiska przyrafcowe. Na ich podstawie oszacowany został wiek tych utworu na późny tyton (Zeuschner 1849a, b, Zittel 1870, Książkiewicz 1951, 1962, 1965, 1971b, Nowak 1976). Potwierdzają to również ostatnie badania fauny otwornic [m.in., *Pseudocyclamina lituus* (Yoko) Yokoyama, *Valvulina alpina* Dragastan, *V. lugeoni* Septfontaine, *Protomarssonella* cf. *dumortieri* (Schwager), *Paleogaudryina* cf. *varsoviensis* (Bielecka et Pożaryski), *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Quinqueloculina mitchurini* Dain, *Q. verbizhiensis* Dulub, *Q. stellata* Matsieva et Temirbekova, *Istriloculina fabaria* Matsieva et Temirbekova, *Scythiloculina confusa* Neagu, *Trocholina alpina* (Leupold), *Andersenolina perconigi* Neagu, *A. elongata* (Leupold), *Spiroloculina* cf. *subpanda* Lloyd, *Nautiloculina* sp.] i wapiennych dinocyst reprezentowanych przez: *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak, *Colomisphaera carpathica* (Borza), *C. ornata* Nowak, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina fusca* Wanner, *C. parvula* Nagy (Olszewska & Wieczorek 2001). Zwłaszcza otwornice mają wyraźnie charakter zespołu związanego ze środowiskiem rafo-

wym. Ponadto ślimaki z nerinei [Wieczorek 1988: *Pentaptyxis staszycii* (Zeuschner), *Trochoptygmatis carpathica* (Zeuschner), *Ptygmatis pseudobruntrutana* (Gemmellaro), *Sculpturea zeuschneri* (Peters), *Cryptoplocus succedens* (Zittel), *Diptyxis Pchelintsev*] czy ramienionogi [Smirnova 1975: *Cyclothyris astieriana* (d'Orbigny), *Lacunosella lacunosa* (Schlotheim), *L. pachythea* (Zeuschner), *Weberithyris moravica* (Glocker), *Juralina ? formosa* (Zeuschner), *Tropeothyris bieskidensis* (Zeuschner), *T. tychoviensis* (Suess), *Galliennithyris insignis* (Zeuschner), *G. simplicissima* (Zeuschner), *Zeillerina magasiformis* (Zeuschner), *Terebrataliopsis czapskiana* (Zeuchner), *Carpatothyris repanda* (Zeuschner)] potwierdzają późnotytoński wiek wapieni inwaldzkich. Dodatkowo, prawie wszystkie wymienione gatunki obu typów znane są z klasycznej lokalizacji dla wapieni typu sztramberskiego i przez to są charakterystyczne dla płytkowodnej sedymentacji środowisk rafowych (bądź środowisk wokółrafiowych) (Nekvasilová 1977, Krobicki 1994, 1995). Znajdują się tu także twarde margle zawierające mikrofaunę otwornicową późnokampańską i mastrychcką (Książkiewicz 1951, Książkiewicz & Liszkowa 1972, Gasiński 1998). W kamieniołomie w kilku miejscach widoczny jest kontakt pomiędzy wapieniami inwaldzkimi a mylonitami (Fig. 12C, D) oraz liczne lustra tektoniczne. Skałki kontaktują obocznie z osadami należącymi do jednostek śląskiej i podśląskiej (Książkiewicz 1971, Książkiewicz & Liszkowa 1971, Nowak 1986, Gasiński 1989, Golonka & Krobicki 2006).

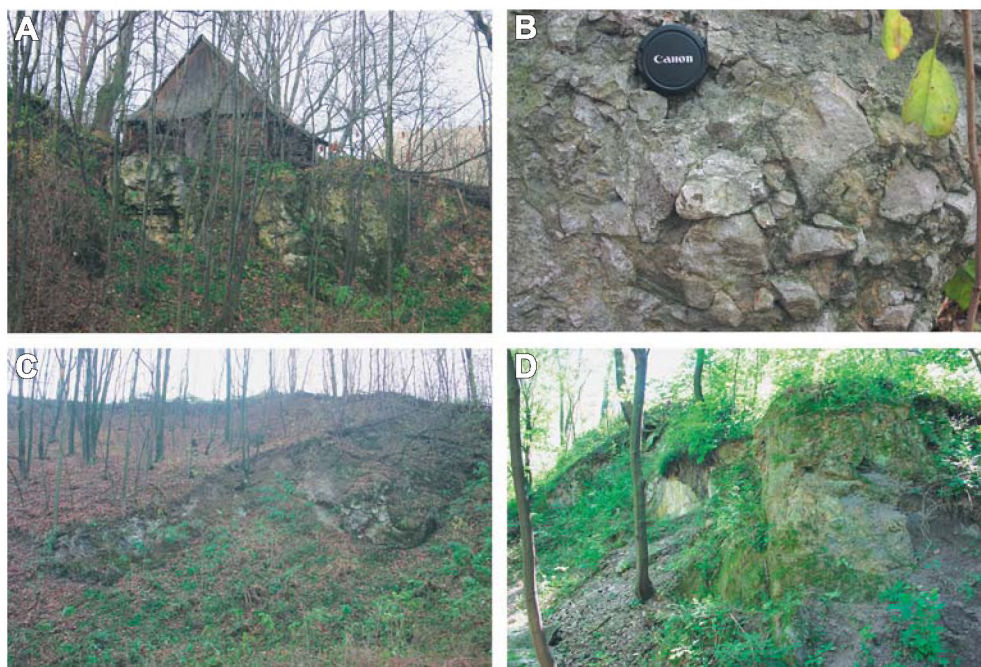


Fig. 12. Wapienie typu sztramberskiego (A-C) i mylonity (C, D) w nieczynnym kamieniołomie w Inwaldzie

Fig. 12. Štramberk-type limestones (A-C) and mylonitized rocks (C, D) in Inwałd abandoned quarry

Stanowisko: Targanice

Skałki Targanic należą do zachodniego krańca pasa andrychowskiego. W rejonie Targanic (na S od Andrychowa) występują 2 skałki rozdzielone utworami należącymi do jednostki podśląskiej (Nowak 1986, Olszewska & Wieczorek 2001). Większa – północna, ma co najmniej 300 m długości, długość mniejszej – południowej, ocenia się na około 30 m (Koszarski 1990) (Fig. 13).

W utworach skałek znajdujących się w Targanicach znajduje się najbardziej kompletny profil serii skałkowej, gdyż odsłaniają się tu utwory jury, kredy oraz paleogenu węglanowego. Profil Targanic nie jest jednak profilem ciągłym, poszczególne elementy nie wykazują ze sobą ścisłych związków w zakresie ciągłości stratygraficznej, bloki różnowiekowych skał kontaktują ze sobą niezgodnie. Skały, które się tu odsłaniają przyporządkowywane są do serii andrychowskiej oraz wiązane są z podśląskim obszarem sedymentacyjnym.

Najlepszy profil skałkowy odsłania się w dolinie potoku Targaniczanka (Wieprzówka) w miejscowości Targanice Dolne, na południe od posterunku lokalnej Straży Pożarnej.

Utwory jurajskie odkryte w lewej skarpcie doliny występują w formie dużych, zniekształconych deformacyjnie w płaty, bloków wapiennych. Zbudowane są z twardego wapienia rogowcowego o barwie szaro-kremowej, smugowanego, w centralnych partiach bardziej miąższych ławic z rogowcami (Fig. 13A-D). Analizy mikropaleontologiczne (Olszewska & Wieczorek 2001) wskazują na obecność licznych organicznych komponentów o charakterze bioklastów, tj. radiolarie, spikule gąbek, fragmenty liliowców planktonicznych (*Saccocoma* sp.) oraz otwornice [*Globuligerina* cf. *oxfordiana* Grigelis, *Protomarssonella jurassica* (Mitjani-na), *Glomospira variabilis* Kübler et Zwingli, *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Ophthalmidium* aff. *marginata* Wiśniewski, *Paalzowella* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp.], dzięki którym został oszacowany wiek sedymentacji osadu tej skałki na wczesny–środkowy oksford. W obrębie zespołu skamieniałości notuje się duże podobieństwo do zespołów występujących w południowej części platformy europejskiej (Golonka 1978, Olszewska & Wieczorek 2001), przez co można je traktować jako ich ekwiwalent, z tym że otwartych środowisk morskich (Golonka & Krobicki 2006). Osady o takim charakterze w oksfordzie deponowane były w oddaleniu od raf (Książkiewicz 1951), na relatywnie dużych głębokościach w obrębie skłonu wyniesienia Baška–Inwałd. Powyżej głównego odsłonięcia, w dolinie potoku, wśród aluwów można odnaleźć różnych rozmiarów (średnica do ponad 1 m) bloki wapienne zbudowane ze skały wapiennej masywnej, makroskopowo podobnej do wapieni inwałdzkich, ale z dużymi rogowcami (Fig. 13E, F).

Profil skałki targaniczkiej obejmuje również młodsze utwory wapienne. Warto o nich wspomnieć, bo stanowią ciąg w tej odkrywce, w obrębie jednego obiektu. Kolejno, w brzegu Targaniczanki znajdują się wychodnie wapieni rogowcowych o podobnym litologicznym wykształceniu. Jest to skała wyraźnie drobno i średniouławicowa (miąższość 2÷10 cm), zwykle twarda, pośród ławic skrzemionkowanych występują także odmiany wapieni bardziej miękkich, marglistych, zawierające spore domieszki minerałów ilastych. Mikroskamieniałości obecne w tej skale, w tym zespoły otwornic planktonicznych, wskazują na późnokredowy wiek sedymentacji (Gasiński 1998), osad uważany jest za kampański (Książkiewicz 1951). Te skały wapienne wykazują podobieństwo litologiczne z szeroko rozpowszechnioną facją w Karpatach Centralnych typu *Maiolica* (Golonka & Krobicki 2006).

Dalej, z biegiem strumienia, odsłaniają się mocno zdeformowane tektonicznie skały margliste. Bogate zespoły otwornic, w tym dominujących otwornic planktonicznych (Nowak

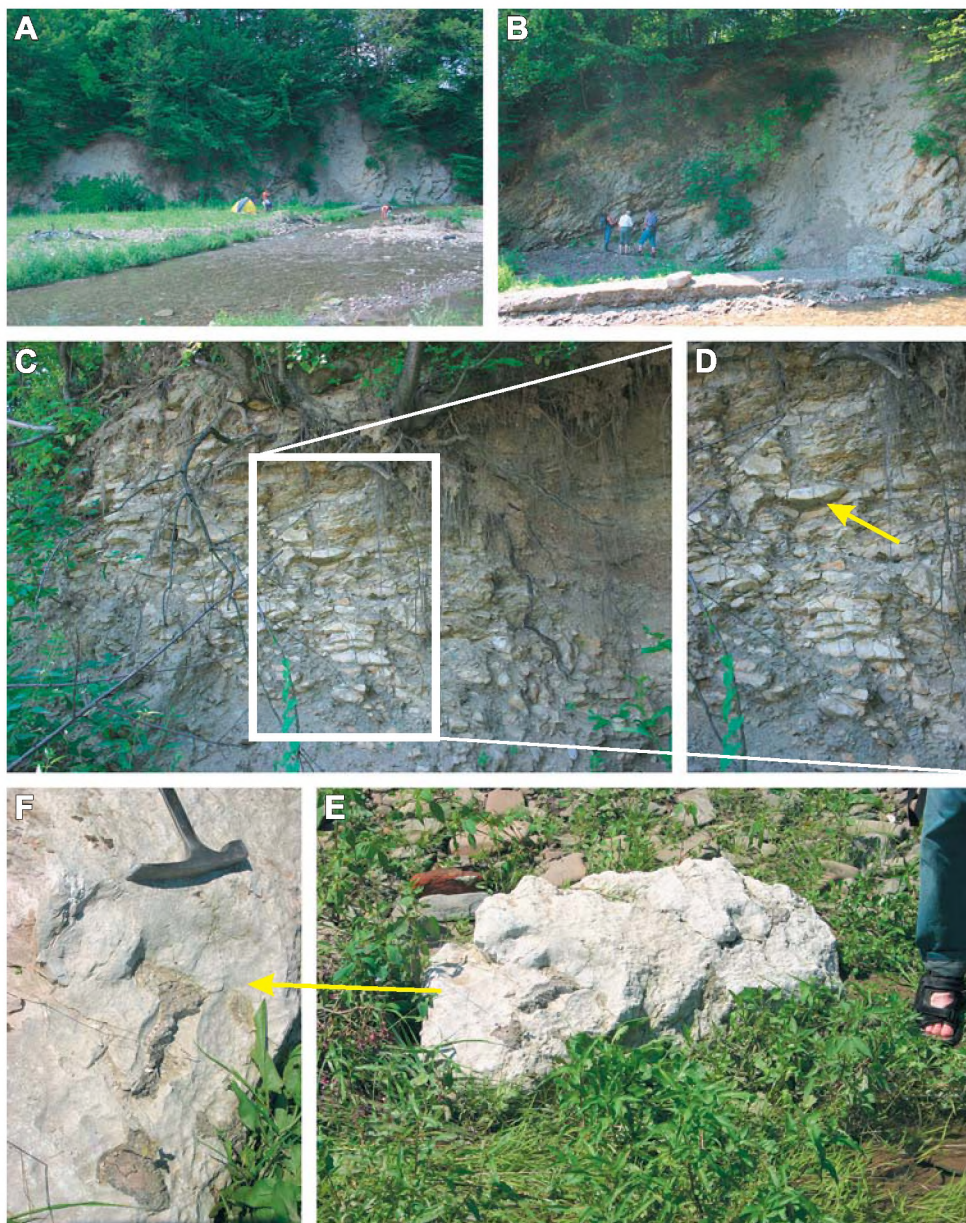


Fig. 13. Ogólny widok olistolitu w Targanicach (A, B) z silnie sfaldowanymi utworami białych pelagicznych wapieni typu *Maiolica* (C, D) z rogowcami (D – strzałka) oraz izolowany blok biogenicznych wapieni z rogowcami (E, F)

Fig. 13. General view to Targanic olistoliths (A, B) with strongly folded white pelagic limestones of *Maiolica*-type facies (C, D) with cherts (D – arrow) and isolated block of biogenic cherty limestones (E, F)

1976) pozwoliły na wydatowanie tego utworu na mastrycht. Skały te wykazują duże podobieństwo do wapieni jednostki podśląskiej, zwanych marglami żegocińskimi.

Kolejno, przemieszczając się w dół rzeki, odkryte są bloki twardych wapieni gruboziarnistych o charakterze wapieni allodapicznych, stratyfikowanych, rozpadających się na płyty do 20 cm miąższości występujące w zapiaszczonym matrix o charakterze skalnego błota. Są to wapienie orgnodetrytyczne, materiał ziarnowy składa się z klastów o różnym stopniu obtoczenia będących fragmentami organicznymi mszywiolów, dużych otwornic oraz glonów z rodzaju *Lithothamnium*. Ziarnom węglanowym towarzyszy także spora domieszka kwarcu detrytycznego. Przypuszcza się, że wapienie te powstały w paleocenie (Książkiewicz 1951). Skałka ta stanowi ostatni blok wapienny odsłaniający się w profilu Targanic i kontaktuje od północy z górnokredowymi marglami zaliczanymi do jednostki podśląskiej.

W Targanicach dobre odsłonięcia skał węglanowych znajdują się ponadto w nieczynnym kamieniołomie, gdzie odsłaniają się górnourajsko-dolnokredowe (późny oksford–wczesny tyton) (Książkiewicz 1935b, 1958) wapienie typu sztramberskiego oraz warstwa zlepieńca, nakryte szarymi marglami wieku wczesnomastrychskiego (Geroch *et al.* 1976).

Stanowisko: Roczynny

W Roczynach odsłaniają się najbardziej zachodnie bloki „skałek andrychowskich”. Skałka wapienna w Roczynach należy do największych olistolitowych wapieni, występujących na powierzchni, znajdujących się w obrębie skał fliszowych Karpat zewnętrznych na terenie Polski. Szacuje się, że jej rozmiary sięgają 700 m długości (Książkiewicz 1935a, Koszarski 1990). Składa się ona ze środkowo-górnourajskich wapieni krynoidowych, wapieni inwałdzich oraz wapieni krzemionkowych, także z mylonitów oraz górnokredowych zlepieńców, wapieni krynoidowych i margli (Olszewska & Wieczorek 2001).

Wapienie krynoidowe występują w formie izolowanych bloków. Są to szare wapienie ziarniste, zawierają liczne bioklasty: krynoidy, mszywioly, małżoraczki oraz rzadkie otwornice. Zespoły skamieniałości występujące w tych skałach, choć liczne i zróżnicowane nie dały ewidentnych datowań biostratygraficznych. Czas ich sedimentacji szacowany jest na środkową jurę (Książkiewicz 1935a, 1968, Golonka & Krobicki 2006). Olszewska & Wieczorek (2001) uważają, iż mogły one powstawać w keloweju, w spokojnych warunkach płytkowodnych, na głębokości kilkudziesięciu metrów.

Młodsze są skałki wapienia rogowcowego (Fig. 14). Są to wapienie jasne, kremowe, szare, twarde, zawierające płaskury krzemienne przebarwiające się na kolor szary lub brązowy lub koncentracje krzemionki w formie czertów (Fig. 14B-E). Z tych skał oznaczono bogaty zespół skamieniałości (Olszewska & Wieczorek 2001): otwornic [*Epistomina* sp., *Globuligerina* cf. *oxfordiana* Grigelis, *Paalzowella turbinella* Gümbel, *Ophtalmidium* aff. *strumosum* (Gümbel)], spikule gąbek, fragmenty jeżowców, dinocysty [*Colomisphaera fibrata* (Nagy), *Crustocadosina semiradiata* (Wanner)]. Według wskazań paleoekologicznych analizowanych skamieniałości wapienie te mogły powstawać w środowisku sublitoralnym (Olszewska & Wieczorek 2001). Ich wiek ocenia się na oksford (Książkiewicz & Liszkowa 1972, Olszewska & Wieczorek 2001).

Kolejna odmiana wapienna, bardzo zbliżona do wapienia inwałdzkiego (typu sztramberskiego) jest barwy kremowej, szarawej reprezentująca typowy wapień ziarnisty, o klastach od drobnych do grubych, w których oznaczono liczne skamieniałości otwornic, zoospory kalpionelli, ślimaków, jeżowców, którym towarzyszą mikroonkoidy i zooidy (Zeuschner 1849a, b,

Olszewska & Wieczorek 2001). Zespoły skamieniałości wskazują na późnotytoński wiek tych skał i sugerują środowisko sedimentacji w warunkach płytkowodnych, w obrębie środowiska przyrafowego (Olszewska & Wieczorek 2001). Skałka w Roczynach kontaktuje z osadami jednostki śląskiej i podśląskiej (Nowak 1959, 1986) (Fig. 14F).



Fig. 14. Pelagic limestones of *Maiolica*-type as olistolith in Roczyn (A) with numerous cherts (B-E) surrounded by Upper Cretaceous marls (F)

Fig. 14. Pelagic limestones of *Maiolica*-type as olistolith in Roczyn (A) with numerous cherts (B-E) surrounded by Upper Cretaceous marls (F)

Przedstawione powyżej stanowiska, w których odsłaniają się najstarsze skały osadowe w obrębie polskiej części zachodnich Karpat zewnętrznych są w większości ogólnodostępne. Odrębnym aspektem jest otoczenie tych szczególnych geologicznie miejsc należyłą opieką konserwatorską. Aktualnie stan odsłoneń jest w miarę dobry lub oceniamy go jako wystarczający. Jednak postępująca nieustannie sukcesja środowiska przyrodniczego powoli, acz nieustannie powoduje zacieranie czytelności wielu stanowisk geologicznych i prowadzi do ich pogrzebania. Dotyczy to głównie odsłoneń, które powstały przez ingerencję człowieka. Kamieniołomy i łomy zwykle stanowią obiekty geoturystyczne o wysokich walorach poznawczych, gdyż są to formy oferujące szerokie spektrum obserwacji, często prezentujące długie sekwencje profili, dające możliwość lateralnego śledzenia wykształcenia warstw. Szkoda tylko, że są efemeryczne, ich egzystencja po ustaniu wydobycia jest niezwykle krótka. Nieotoczone odpowiednimi zabiegami pielęgnacyjnymi szybko zarastają, wychodnie tracą na jakości aż w końcu zanikają. Stanowiska geologiczne w wyrobiskach nieeksploatowanych, zwykle znajdujących się poza zasięgiem intensywnie działających czynników erozyjnych, bardzo szybko przestają funkcjonować.

Praca powstała dzięki finansowemu wsparciu projektów badawczych: 4T12B 002 30, NW 307 24 97 33 oraz grantu AGH nr 11.11.140.447.

Literatura

- Alexandrowicz Z., 2006. Framework of European geosites in Poland. *Nature Conservation*, 62, 63–87.
- Alexandrowicz Z. & Poprawa D., 2000. Ochrona georóżnorodności w polskich Karpatach. *Państwowy Instytut Geologiczny*, 1, 1–142.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M. & Żytko K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes Polonaise. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 181, 5–174.
- Brookfield M.E., Blechsmidt I., Hannigan R., Coniglio M., Simonson B. & Wilson G., 2006. Sedimentology and geochemistry of extensive very coarse deepwater submarine fan sediments in the Middle Jurassic of Oman, emplaced by giant tsunami triggered by submarine mass flows. *Sedimentary Geology*, 192, 75–98.
- Burtan J., Konior M. & Książkiewicz M., 1937. Carte geologique des Karpates de Silesie. *Polska Akademia Nauk*, Kraków.
- Cooper D.J.W., 1989. A longitudinal carbonate fan from the Jurassic of the Oman Mountains: the Guweyza Limestone Formation of the Hamat ad Duru. *Sedimentary Geology*, 61, 253–275.
- Cooper D.J.W., 1990. Sedimentary evolution and paleogeographical reconstruction of the Mesozoic continental rise in Oman: evidence from the Hamrat Duru Group. *Special Publication – Geological Society of London*, 49, 161–187.
- Dasgupta P., 2003. Sediment gravity flow – the conceptual problems. *Earth-Science Reviews*, 62, 265–281.
- Eberli G.P., 1987. Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (Eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, 34, 363–388.

- Eliaš M., 1970. Lithologie a sedimentologie slezke jednotky v Moravskoslezských Beskydech. *Sbornik Geologicky*, 18, 7–99.
- Gasiński M.A., 1998. *Campanian-Maastrichtian paleoecology and paleobiogeography of the Andrychów Klippes, Outer Carpathians, Poland*. Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Rozprawy Habilitacyjne 333, 1–90.
- Gąsiorowski S.M., 1961. Nowe dane o wieku warstw cieszyńskich serii śląskiej. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Oddział w Krakowie*, 1–4, 313–314.
- Gąsiorowski S.M., 1962. Aptichy from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians, and their stratigraphical value. *Studia Geologica Polonica*, 10, 1–144.
- Geroch S., 1960. Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu z serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 153, 7–73.
- Geroch S., 1966. Małe otwornice dolnej kredy serii śląskiej w polskich Karpatach. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36, 413–480.
- Geroch S., Jednorowska A., Książkiewicz M., & Liszkowa J., 1967. Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 211, 185–282.
- Ghibaudo G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, 423–454.
- Golonka J. & Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110, 1, 5–14.
- Golonka J. & Krobicki M., 2006. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Passage: Żywiec–Andrychów–Štramberk-type limestones (olistoliths). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook. *7th International Congress on the Jurassic System*, 6–18 September 2006, Kraków, Poland, 51–54.
- Golonka J., Krobicki M. & Słomka T., 2006a. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Stop A9 – Żywiec–Cieszyn Limestones (Thithonian–Berriasian) and teschenites (Lower Cretaceous). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook. *7th International Congress on the Jurassic System*, 6–18 September 2006, Kraków, Poland, 45–48.
- Golonka J., Krobicki M. & Słomka T., 2006b. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Stao A-10-Jasieniowa Hill (abandoned quarry) – Cieszyn limestones (Thithonian–Berriasian/Valanginian). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip guidebook. *7th International Congress on the Jurassic System*, 6–18 September 2006, Kraków, Poland, 49–50.
- 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. (eds), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geological Society, London, Special Publications, 208, 138–158.

- Golonka J., Vašíček Z., Skupien P., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Ślącza A., Słomka T. & Cieszkowski M., 2008. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych. W: Krobicki M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, Jurassica VII, 27–29.09.2008 – Żywiec/Štramberk. *Kwartalnik AGH Geologia*, 34, 3/1, 9–31.
- Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski A., Pécskay Z. & Wójtowicz A., 2003. Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ages and biostratigraphy. *Geologica Carpathica*, 54, 6, 385–393.
- Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Paszkowski A., Szydło A., Pécskay Z. & Wójtowicz A., 2004. Nowe dane o wieku skał cieszyńskich (Karpaty zewnętrzne, jednostka śląska) – rezultaty datowań metodą K-Ar. *Przegląd Geologiczny*, 52, 1, 40–46.
- Gucwa I. & Pelczar A., 1972. Geochemia warstw cieszyńskich Śląska Cieszyńskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 16, 405–417.
- Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpaten. *Gotha*, 1–50.
- Konior K., 1938. Zarys budowy geologicznej brzozy karpackiego w obrębie arkusza Białą-Bielsko. PAN. Wydawnictwa Śląskie. *Prace Geologiczne*, 5, 1–94.
- Kozarski L., 1990. Olistostromowa natura skałek andrychowskich. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Oddział w Krakowie*, 34, 217–220.
- Krobicki M., 1994. Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 106, 89–156.
- Krobicki M., 1995. Paleoekologiczne warunki rozmieszczenia ramienionogów (Brachiopoda) przełomu jury i kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, 4, 47–58.
- Krobicki M. & Słomka T., 1999. Berriasian submarine mass movements as results of tectonic activity in the Carpathian basins. *Geologica Carpathica*, 50 (special issue), 42–44.
- Krobicki M., Budzyń B., Golonka J., Kruglov S., Malata E., Michalik M., Oszczytko N., Skiba M., Słaby E., Słomka T. & Zych B., 2005. Petrography and mineralogy of the Late Jurassic–Early Cretaceous volcanic rocks in the Ukrainian part of the Carpathians. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 25, 323–328.
- Król K. & Decrouez D., 2002. Age and depositional environment of exotic limestones from Zamarski in Lower Cieszyn shales (Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians). *Revue de Paléobiologie*, 21, 193–198.
- Książkiewicz M., 1935a. Die äussere karpatische Klippenzone bei Andrychów. I. Die Klippen von Inwałd und Roczyny. *Extrait du Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres. Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles. Série A: Sciences Mathématiques*, 92–108.
- Książkiewicz M., 1935b. Die äussere karpatische Klippenzone bei Andrychów. II. Die Klippen von Pańska Góra und Targanice. *Extrait du Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres. Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles. Série A: Sciences Mathématiques*, 210–220.
- Książkiewicz M., 1951a. *Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000*. Arkusz Wadowice. Państwowym Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Książkiewicz M., 1951b. *Objaśnienie do Ogólnej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Wadowice*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–272.
- Książkiewicz M., 1962. *Atlas geologiczny Polski, Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 13: Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1964. On the tectonics of the Cieszyn Zone. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Géologie*, 12, 251–260.
- Książkiewicz M., 1965. Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 443–455.
- Książkiewicz M., 1968. Andrychów Klippen Zone. International Geological Congress 23 Session. Prague. *Guide to Excursions No C 44. Polish Geol. Flysch Carpathians*, 3–17.
- Książkiewicz M., 1971a. On the origin of the Cieszyn Limestone in the Carpathian Flysch. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 19, 131–136.
- Książkiewicz M., 1971b. On the origin of the Inwałd Limestones (Outer Carpathian Klippes). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 19, 91–98.
- Książkiewicz M., 1972. *Budowa Geologiczna Polski. Tektonika. Karpaty*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–228.
- Książkiewicz M. & Liszkowa J., 1972. Podłoże skałek Andrychowskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 42, 239–269.
- Laskowicz I., Marciniak P., Poprawa D. & Rączkowski W., 1996. Problematyka ochrony przyrody. W: Poprawa D. & Rączkowski W. (eds), *Przewodnik LXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne”*, Szczyrk 6–9 czerwca 1996, Polskie Towarzystwo Geologiczne, 45–47.
- Lowe D.R., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: discussion. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 81, 3, 460–465.
- Malik K., 1986. Turbidites facies and fan-facies associations in the Cieszyn Limestones (Upper Tithonian–Berriasian, NW Carpathians, Poland). W: Teisseyre A.K. (Ed.), *7th European Regional Meeting Excursion Guidebook Kraków – Poland*. Ossolineum, 53–66.
- Malik K., 1994. Sedymentacja normalna, katastroficzna i wyjątkowa w mezozoicznym fliszu Karpat Śląskich. *III Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Przewodnik Konferencji*, Sosnowiec, 35–68.
- Matyszkiewicz J. & Słomka T., 1994. Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestone (Tithonian–Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their palaeogeographic significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 63, 211–248.
- Matyszkiewicz J. & Słomka T., 2004. Reef-microencrusters association *Lithocodium aggregatum*–*Bacinella irregularis* from the Cieszyn Limestone (Tithonian–Berriasian) of the Outer Western Carpathians (Poland). *Geologica Carpathica*, 55, 6, 449–456.
- Menčík E. et al., 1983. *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydske pahorkatiny*. Ustradni Ústav Geologický, Praha, 1–304.

- Middleton G.V. & Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. W: Middleton G.V. & Bouma A.H. (eds), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pac. Sect., Short Course, 1–38.
- Mišík M., 1974. Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. *Acta Geologica Polonica*, 24, 485–503.
- Mišík M., 1992. Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. *Západné Karpaty, sér. Geológia*, 16, 47–64.
- Mutti E. & Normark W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. W: Legget J.K. & Zuffa G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology, concepts and case studies*, Graham & Trotman, London, 1–38.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1975. Turbidite facies and facies associations. W: Mutti E. *et al.*, (eds), *Examples of turbidite facies associations from selected formations of the Northern Apennines*. Field Trip A11, IX Int. Sedimentol. Congr., Nice, 21–36.
- Narębski W., 1990. Early rifting stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. *Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica*, 41, 521–528.
- Nekvasilová O., 1977. Rhynchonellida (Brachiopoda) from the Lower Cretaceous of Štramberk (Czechoslovakia). *Sbornik Geologických Ved, Paleontologie*, 19, 45–76.
- Nowak W., 1959. Geologia brzegu karpackiego między Andrychowem a Sołą. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 31, 149–202.
- Nowak W., 1964. Egzotyki z dolnych łupków cieszyńskich z Jasienicy. *Kwartalnik Geologiczny*, 8, 973–974.
- Nowak W., 1968a. Porównanie górnego tytonu i beriasu z Jasienicy i Cieszyna (Góra Zamkowa). *Kwartalnik Geologiczny*, 12, 1091–1092.
- Nowak W., 1968b. Stomiosferidy warstw cieszyńskich (kimeryd–hoteryw) polskiego Śląska Cieszyńskiego i ich znaczenie stratygraficzne. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 275–312.
- Nowak W., 1970. Zagadnienie litologicznej i stratygraficznej korelacji wapieni cieszyńskich na obszarze Kotliny Żywieckiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 14, 2, 916–917.
- Nowak W., 1971. Distribution and variability of *Calpionella* Lorenz 1902 (Tintinnide) in the Cieszyn Limestones Polish Western Carpathians. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41, 571–602.
- Nowak W., 1973. Jura Karpat zewnętrznych. W: Sokołowski S. (Ed.), *Budowa Geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik*, 389–401, 464–472.
- Nowak W., 1976. *Parastomiosphaera malmica* (Borza) z Karpat polskich i jej znaczenie dla korelacji utworów dolnego tytonu. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46, 89–134.
- Nowak W., 1983. Actual geological problems of the external klippen. *Kwartalnik Geologiczny*, 2, 438–439.
- Oeynhausien K., 1822. *Geognostische Karte von Oberschlesien und den angrenzenden Ländern*. Coln.
- Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: A record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 325–337.

- Olszewska B., 2005. Microfossils of the Cieszyn Beds (Silesian Unit, Polish Outer Carpathians) – a thin sections study. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 19, 1–58.
- Olszewska B. & Wiczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52, 217–228.
- Olszewska B., Paul Z. & Ryłko W., 2008. Podłoże skałek andrychowskich w świetle nowych badań. W: Haczewski G. (Ed.), *Abstrakty. Pierwszy Kongres Geologiczny*, Kraków 26–28 czerwca 2008. Polskie Towarzystwo Geologiczne, 85.
- Oppel A., 1865. Über die Tithonische Etage. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 17, 535–558.
- Payros A. & Pujalte V., 2008. Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Science Reviews*, 86, 203–246.
- Peszat C., 1967a. Rozwój i warunki sedymentacji wapieni cieszyńskich. *Prace Geologiczne Polskiej Akademii Nauk*, 44, 1–111.
- Peszat C., 1967b. O pelityczno-detrytycznej odmianie wapieni cieszyńskich. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Geologicznej Polskiej Akademii Nauk, oddział w Krakowie*, 11, 778–779.
- Peszat C., 1968. O wykształceniu dolnych łupków cieszyńskich z Golezowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Geologicznej Polskiej Akademii Nauk, oddział w Krakowie*, 11, 370–373.
- Peszat C., 1971. Dolne łupki cieszyńskie w kamieniołomie w Golezowie. *Przewodnik XLIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków*, 12–14.09.1971, 186–191.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Banaś M., Skulich J., Paszkowski M. & Kusiak M., 2004. Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians' sediment source areas – preliminary data. *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 24, 329–332.
- Poprawa P., Kusiak M., Malata T., Paszkowski M., Pécskay Z. & Skulich J., 2005. Th-U-Pb chemical dating of monazite and K/Ar dating of mica combined: preliminary study of „exotic” crystalline clasts from the Western Outer Carpathian Flysch (Poland). *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne*, 25, 345–351.
- Price I., 1977. Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece. *Sedimentology*, 24, 529–546.
- Pusch, 1836. *Geognostischer Atlas von Polen*. Stuttgart. Cotta.
- Reading H.G. & Richards M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 78, 5, 792–822.
- Robin C., Guillocheau F., Razin P., Bechenec F., Gorican S., Lasseur E. & Marcux J., 2005. The deep-sea Hamrat Duru/Hawasina Basin and associated units (Sumeini, Al Aridh). W: *Mesozoic evolution of the Tethyan margin of Oman*, International Association of Sedimentologists, IAS Meeting 2005 Muscat, Oman, 61–80.
- Rogoziński B. & Krobicki M., 2006. Budowa geologiczna wschodnich stoków masywu Pietrosa w Czarnohorze (Karpaty Ukrainie). W: Troll M. (Ed.), *Czarnohora. Przyroda i człowiek*; Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 17–26.

- Ruiz-Ortiz P.A., 1983. A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 30, 33–48.
- Shanmugam G., 2000. 50 years of turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine Petroleum Geology*, 17, 285–342.
- Shanmugam G., 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58, 311–341.
- Słomka T., 1986a. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56, 227–336.
- Słomka T., 1986b. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 12, 25–35.
- Słomka T., 2001. Osady wczesnokredowych spływów rumoszowych w warstwach cieszyńskich rejonu Żywca. *Kwartalnik AGH Geologia*, 27, 89–110.
- Słomka T., 2005. Góra Grojec w Żywcu. W: Słomka T., Kicińska-Świdarska A., Doktor M., Joniec A. (eds), *Katalog obiektów geoturystycznych w Polsce*, Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska. Kraków, 200–201.
- Słomka T. & Kicińska-Świdarska A., 2004. Geoturystyka – podstawowe pojęcia. *Geoturystyka*, 1, 2–5.
- Słomka T. & Krobicki M., 2000. Syn-rift debris flow deposits (Tithonian–Valanginian) in the northernmost Western Tethys (Cieszyn Beds of the Polish Flysch Carpathians). *International Association of Sedimentologists, Regional Meeting*, Dublin, Ireland, 140–141.
- Stampfli G.M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T. & Borel G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- Stow D.A.V., 1986. Deep clastic seas. W: Reading H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific, Oxford, 399–444.
- Szajnocha W., 1895. *Tekst do Atlasu Geologicznego Galicji. Zeszyt V*. Komisja Fizjograficzna, Akademia Umiejętności, Kraków, 1–149.
- Szajnocha W., 1921. Wapienie cieszyńskie w Goleszowie na Śląsku. *Rozprawy Akademii Umiejętności*, 61, 43–66.
- Szydło A., 1997. Biostratigraphical and palaeoecological significance of small foraminiferal assemblages in the Silesian (Cieszyn) Unit, Western Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 345–354.
- Szydło A., 2004. The distribution of agglutinated foraminifera in the Cieszyn Beds, Polish Outer Carpathians. W: Bubík M. & Kaminski M.A. (eds), *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Grzybowski Foundation Special Publication, 8, 461–470.
- Szydło A., 2005a. Benthic foraminiferal morphogroups and taphonomy of the Cieszyn beds (Tithonian–Neocomian, Polish Outer Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 124, 199–214.
- Szydło A., 2005b. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415, 59–95.
- Szydło A. & Jugowiec M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian–Neocomian „Cieszyn Beds” (Silesian Unit, Polish Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 50, 2, 203–211.
- Ślącza A. & Kaminski, M.A., 1998. A Guidebook to excursions in the Polish Carpathians: Field Trips for Geoscientists. Grzybowski Foundation, *Special Publication*, 6, 1–173.

- Ślącza A. & Słomka T., 2001. Stop C1 – Żywiec. W: *12th Meeting of the Association of European Geological Societies & LXXII Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Państwowy Instytut Geologiczny, 113–115.
- Tokarski A., 1947. Grojec i żywieckie okna tektoniczne. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 28, 1–53.
- Uhlig V., 1902. Über die Cephalophodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. *Denkschriften Kaiserlich Königlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematik-Naturwissenschaften Klasse*, 72, 1–87.
- Uhlig V., 1903. *Bau und Bild der Karpathen*. Wien.
- Uhlig V., 1907. *Über die Tectonik der Karpathen*. Königlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematik-Wissenschaften Klasse, 116, 2–12.
- Unrug R., 1969. *Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych*. Wydawnictwa Geologiczne, 1–260.
- Wójcik A. & Olszewska B., 1996. Dolna kreda jednostki śląskiej w profilu Soły. W: Poprawa D. & Rączkowski W. (eds), *Przewodnik LXXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Beskid Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne”*, Szczyrk 6–9 czerwca 1996, Polskie Towarzystwo Geologiczne, 73–47.
- Wright V.P., 2004. Stop 7. Submarine fan evolution of the Toarcian, Peniche. W: Duarte L.V. Henriques M.H. (eds), *Carboniferous and Jurassic carbonate platforms of Iberia, Field Trip Guidebook*, v. 1, 23rd IAS Meeting of Sedimentology – Coimbra 2004, 67–70.
- Wright V.P. & Wilson R.C.L., 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 394–412.
- Zempolich W.G. & Erba E., 1999. Sedimentologic and chemostratigraphic recognition of third-order sequences in resedimented carbonate: the middle Jurassic Vajont limestone, Venetian Alps, Italy. W: Harris P.M., Saller A.H. & Simo J.A. (eds), *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs, Outcrops and Models. SEPM Special Publication*, 63, 291–315.
- Zeuschner L., 1849a. Geognostische Beschreibung des Nerineen-Kalkes von Inwald and Roczyny. *Naturwissenschaftliche Abhandlungen gesammelt und herausgegeben*, 3, 133–146.
- Zeuschner L., 1849b. Paleontologische Beiträge zur Kenntnis des wissens Jura-Kalkes von Inwald bei Wadowice. *Abhandlungen der Königlichen Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften*, Prag 5, 33–49.
- Żyto K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E. & Stráňík Z., 1989. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. In: *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland* (eds Poprawa D. & Nemčok J.), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa/GUDŠ Bratislava/Ug Praha.

Summary

The popularization of educational aspects linked to the geological history of Earth is one of the goals of geotourism, dynamically developing recently. The present paper contains the description of the classic localities exposing the oldest deposits of the western part of the

Polish Outer Flysch Carpathians (Fig. 1). It is a most difficult task to reach the record of the beginning of the Carpathian sedimentation because the initial formations of the Carpathian nappes were not preserved. These formations were subject of subduction in the root area of the Carpathian accretionary prism. The oldest sediments representing the early stages of the intra-basinal sedimentation were preserved only in the sedimentary profile of the Silesian Unit (Figs 2–4). These Upper Jurassic and Early Cretaceous rocks are exposed in Silesian Beskidy Mountains, in the vicinity of the Polish–Czech Republic border. This area contains the best localities, which easily meet the criteria of the geotouristical objects (geosites).

The Upper Jurassic marly pre-flysch deposits of the Vendryně Formation represent oldest rock of the Polish Flysch Carpathians belonging to the basinal facies. This formation is built of dark-grey marly shales with rare intercalations of redeposited detritical limestones (Fig. 5) containing fossils of shallow-marine fauna, mainly echinoderms and mollusks. Deposits forming huge sliding slices with numerous deformation structures indicating chaotic type of sedimentation occur within the profile. The readable rocks of the Vendryně Formation are exposed in the classic type locality on the Vendryně (Wędrynia) village on the Czech side of the Silesian Unit along the banks of the Olza river. On the Polish territory many outcrops exists. The abandoned quarry “Nowa Marglownia” in Goleiszów belongs to the easily accessible outcrops of geotouristical value.

Chaotic type of sedimentation dominated during Late Jurassic times indicating early stages of the Proto-Silesian Basin opening with increased tectonic activity. The detritical material was supplied from the northern margin of the basin, from Baška–Inwałd ridge. The supply of the detritical material intensified during latest Jurassic times. This material was transported from the uplifted structures on the Proto-Silesian Basin margins into the internal basinal areas. The calciturbidites formed constituting the main lithosome within the younger lithostratigraphic unit – Cieszyn Limestones Formation. These deposits represent the oldest turbiditic currents sedimentation known from the Polish Outer Carpathian basin. The detritical material was supplied from two sources: from the Baška–Inwałd uplift separating Proto-Silesian Basin and the Bachowice Basin located within the North European Platform, and from the island arcs within the Silesian Ridge separating Proto-Silesian Basin and Magura Basin. The biogenic material originated within shallow-water reef and carbonate platform zones was transported by turbiditic currents into the deeper zones of the Proto-Silesian Basin. The Żywiec profile along the bank of the Soła River (Figs 6, 7) as well as Goleiszów abandoned quarry on the Jasieniowa Góra Mountain (quarries) (Fig. 8) and Leszna Górna active quarry (Figs 9–11) belong to the best and well established in the geological literature exposures representing the Cieszyn Limestones Formation.

The relatively large exposures of the shallow-water carbonate rocks occur in the vicinity of Andrychów, within so-called Andrychów Klippen in Inwałd (Fig. 12), Targanice (Fig. 13) and Roczyzny (Fig. 14). The klippen occurrences form the narrow, seven kilometers long belt, well visible in the morphology of the Andrychów town area. The carbonate formations building these klippen originated on the Baška–Inwałd ridge. This ridge was located during Late Jurassic–Early Cretaceous times between deep-water Proto-Silesian Basin and epicontinental, relatively shallow area known as Bachowice basin on the North European Platform. The limestones within the klippen originated in different paleoenvironmental and paleobathymetric zone within this ridge and its slopes. The shallow-water facies representing reef, back-reef

and fore-reef zones belonged to the central ridge zone, while deeper-water facies originated in the slope paleoenvironment. The Andrychów Klippen occur at the Silesian Unit margin with the Miocene olistostrome containing packages of the various Carpathian rocks together with the limestones blocks. The klippen are recently interpreted as olistoliths redeposited into the deeper part of the Carpathian basins. The olistostrome occur during Paleogene and Neogene times under the influence and moving northward accretionary prism.

The above-mentioned localities are precious because they represent the scenic sites as well as geosites with important educational values supplying limitless information about the geological history and history of earth sciences research. They belong to the classic outcrops, well established in the geological tradition, where several generations of earth scientists conducted their studies. These studies cover the wide spectrum of specialties ranging from general geology to paleontology, stratigraphy and petrography tectonics, etc. The geosite's documentation is rich and complex.