

GEOLOGIA KARPAT PRZEMYSKICH – „SZKIC DO PORTRETU”

Pod pojęciem Karpat przemyskich rozumie się w artykule nie jakąś odrębną jednostkę fizjograficzną, ale segment najbardziej brzeżnej jednostki tektonicznej Karpat fliszowych, tj. płaszczowiny skolskiej (lub skibowej), zawarty między granicą państwa na wschodzie a mniej więcej zachodnią granicą województwa przemyskiego. Część SE tego obszaru, po linię Rybotycze – Leszczawka – San, geomorfologdy zaliczają do Karpat Wschodnich, w pozostałej części wyróżniają Pogórze Dynowskie (niskie) bądź też oddzielają od niego na wschód od Sanu Pogórze Przemyskie (wysokie). Charakterystyczną cechą tej części Karpat jest unikatowe wygięcie zewnętrznej krawędzi orogenu, noszące nazwę sigmoidy przemyskiej.

Na zachód od Przemyśla Karpaty fliszowe nasunięte są na miocen autochtoniczny rowu przedgórskiego, w strefie sigmoidy zaś na sfałdowane utwory miocenu, głównie dolnego, tworzące odrębną płaszczowinę stebnicką, która sama została nasunięta na miocen autochtoniczny przedgórzka w sposób wyraźny na E od Przemyśla (ryc. 1).

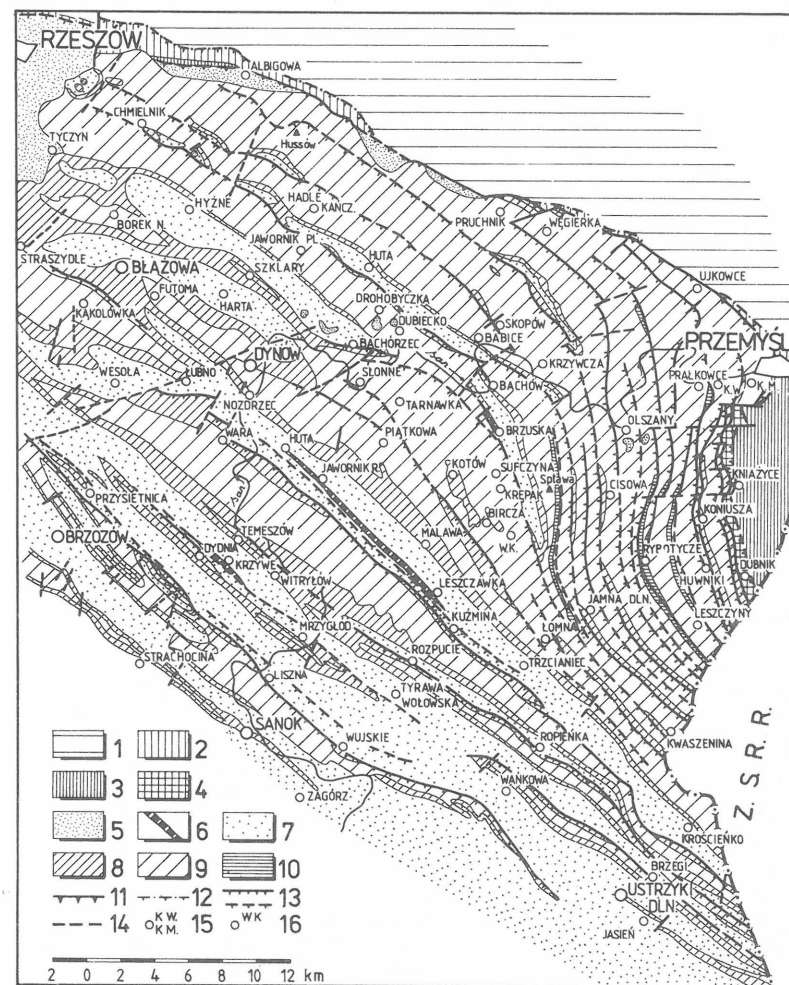
Płaszczowina stebnicka na W od Przemyśla występuje pod sfałdowanym fliszem lub u jego czoła jedynie w niewielkich strzępach (np. w rejonie Albigowej, w wierceniach Cisowa-1 i in.). Można zatem powiedzieć, iż płaszczowina

nasunięcia jednostki stebnickiej przechodzi na zachód od sigmoidy w płaszczynę nasunięcia Karpat fliszowych.

W obrazie tym istnieją wszakże dwie sprawy sporne: pierwsza dotyczy przynależności tektonicznej sfałdowanych przed czołem Karpat i jednostki stebnickiej utworów środkowego i górnego miocenu, druga zaś – występowania na powierzchni przedłużenia ze wschodu jednostki borysławsko-pokuckiej, która zajmuje tam położenie pośrednie między jednostką skolską a stebnicką.

Sfałdowane utwory wyższego miocenu znane są w formie wąskich złuskowanych stref: w rejonie Przemyśla, między Maćkowcami a Tuligłowami, między Sieteszem a Rzeszowem; były one włączane przez R. Neyę (17) i in. do płaszczowiny stebnickiej. Ostatnio, na podstawie kompleksowej analizy materiałów wiertniczych, przydzielono je do nowo wyróżnionej jednostki tektonicznej Zgłobice (8) *alias* Wojnicza (6).

Bardziej skomplikowane wydaje się zagadnienie drugie. M. Książkiewicz (14) sądził, że wąska strefa dolnomiocenkiej formacji solonośnej, ciągnąca się wzdłuż sigmoidy, reprezentuje bezpośrednie NW zakończenie jednostki borysławsko-pokuckiej. S. Wdowiarz i S. Jucha (23) za R. Neyem (17) widzieli w tej formacji najstarsze ogniwo



Ryc. 1. Szkic tektoniczny brzeżnych Karpat fliszowych i ich przedgórzka na E od Rzeszowa (wg J. Kotlarczyka, 12)

Rów przedgórski: 1 – miocen autochtoniczny, 2 – jednostka Zgłobice, 3 – jednostka stebnicka, 4 – łuska Książce (z formacją solonośną) jednostki borysławsko-pokuckiej; Karpaty fliszowe: 5 – płyty miocenu na fliszu, 6 – diatomity z Leszczawki, 7 – warstwy krośnieńskie, 8 – warstwy menilitowe, 9 – osady górnej kredy-eocenu, 10 – osady dolnej kredy, 11 – nasunięcie płaszczowin fliszowych, 12 – nasunięcie jednostki Zgłobice, 13 – nasunięcie pozostałych płaszczowin i głównych łusek (udowodnione i przypuszczalne), 14 – uskoki, 15 – Kruhel Wielki, Kruhel Mały, 16 – Wola Korzeniecka

Fig. 1. Tectonic sketch of marginal Flysch Carpathians and their foreland East of Rzeszów (after J. Kotlarczyk, 12)

Foredeep: 1 – autochthonous Miocene, 2 – Zgłobice Unit, 3 – Stebnice Unit, 4 – Książce Scale (with salt formation) of the Borysław-Pokucie Unit; Flysch Carpathians: 5 – lobes of Miocene on the flysch deposits, 6 – Leszczawka diatomites, 7 – Krosno beds, 8 – Menilite beds, 9 – Upper Cretaceous – Eocanian deposits, 10 – Lower Cretaceous deposits, 11 – overthrust of flysch nappes, 12 – overthrust of Zgłobice Unit, 13 – overthrust of remaining nappes and main scales (proved and probable), 14 – faults, 15 – Kruhel Wielki, Kruhel Mały, 16 – Wola Korzeniecka

plaszczowiny stebnickiej, negując przynależność ilów solnych do płaszczowiny borysławsko-pokuckiej zwanej także fałdami wgłębny. Tych ostatnich oczekiwali bowiem daleko na południe od brzegu Karpat pod płaszczowiną skolską (strefa głębokich wierzeń w Kwaszeninie, Brzegach Dolnych, Paskowej i Kuźminie).

Wysunięto wreszcie przypuszczenie (4), że nie tylko dyskutowana wychodnia warstw solonośnych, ale także najbliższe nasuwające się na nie łuski fliszowe między Chyrowem a Przemyślem reprezentują łącznie jednostkę borysławsko-pokucką. Wiele przesłanek zdaje się, zdaniem piszącego te słowa, przemawiać za tą trzecią ewentualnością m.in. systematyczne zwięzanie się tej jednostki ku NW, prawdopodobne zaklinowanie osadów dolnomiocenickich między skrajnymi łuskami fliszowymi w Tarnawie koło Dobromila, typ facjalny osadów w brzeźnych łuskach fliszowych.

Przyjmując tę ostatnią (lub pierwszą) możliwość jako hipotezę roboczą można w rejonie Przemyśla wyróżnić następstwo następujących jednostek strukturalnych wyższego rzędu, zaczynając od najniższej: 1 – zapadlisko przedgórskie wypełnione mioceniem autochtonicznym, 2 – jednostkę Zgłobic, 3 – płaszczowinę stebnicką, 4 – płaszczowinę borysławsko-pokucką, 5 – płaszczowinę skolską (ryc. 1, 2).

STYL BUDOWY KARPAT FLISZOWYCH

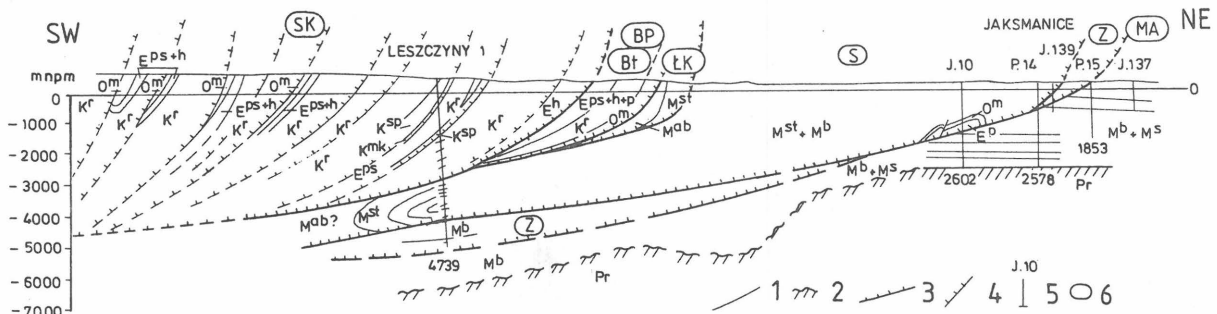
Charakterystyczną cechą omawianego wycinka Karpat jest bardzo intensywne złuskowanie orogenu – najbardziej zaawansowane w części maksymalnego zwięzania płaszczowiny skolskiej, w pobliżu granicy państwa, a w ogólnym planie słabnące ku wnętrzu jednostki. Towarzyszy temu zwiększająca się w tym samym kierunku amplituda przeładowania fliszu, prowadząca do pojawienia się w tej strefie najmłodszych osadów Karpat. Wielu autorów próbowało prześledzić w Karpatach przemyskich przedłużenie znanych skib wschodniokarpaccich, widząc m.in. w szeroko-

kich i głębokich synklinach wewnętrznej części jednostki tzw. łęki odwodowe struktur tego typu (1, 19). S. Wdowiarz i S. Jucha (24) zaprezentowali próbę przedłużenia na NW – po dolinę Sanu – trzech zewnętrznych skib, z pominięciem skiby skolskiej; tj. Arszyca, Orowskiej i Brzeźnej. Zasięg tej ostatniej odpowiada kilku łuskom jednostki borysławsko-pokuckiej według podnoszonej tu propozycji. Wszystkie próby paralelizacji nie są jednak oczywiste ani jednoznaczne.

Niewątpliwa jest natomiast obecność struktur skibowych w Karpatach przemyskich; wyróżniono tu np. skibę Hussowa (21), Hadel-Kańczudzkich – Babc, Jawornika Polskiego – Dubiecka, Słonnego – Sufczyzny czy Chwaniowa (9). Własne obserwacje autora oraz analiza map geologicznych L. Watychy (20), S. Gucika i in. (5) pozwalają na wyznaczenie dość gęstej sieci złuskowań, od której nie są wolne nawet osiowe części synklin (ryc. 3). Znaczna część złuskowań ma, jak te wspomniane, charakter nasunięć ze ścięcia, w zewnętrznej części płaszczowiny skolskiej natomiast przeważają wytarcia śródfałdzi (ryc. 2). Zachowane sekwencje osadów w łuskach rzadko obejmują pełniejsze profile zewnętrznych skrzydeł pierwotnych fałdów. Wszystkie łuski są tu ponasuwane na siebie dachówkowo. Amplituda nasunięć w łuskach zwykle oscyluje ok. 1 km, osiągając w skibach kilkakrotnie większe wartości.

Wyjątkowo, w drugorzędnych zafałdowaniach skiby Sufczyzny i w przedłużeniu tej strefy na W od Sanu, zachowały się płaskodenne, dość regularne synkliny (Birczy, Piaskowej Góry, Bachórcza, Harty) przegrodzone wąskimi antyklinami (ryc. 1). Powstanie tej strefy na zapleczu maksymalnego wygięcia brzegu Karpat jest zapewne skutkiem rozładowania się sił kompresji w wybrzuszeniu struktur zewnętrznych daleko na przedpolu orogenu. W omawianej strefie liczne są pocięte, zlustrowane spękania ścinające.

Wszystkie łuski, skiby i fałdy są odkorzenione i podcięte od dołu jedną wspólną płaszczyzną nasunięcia. Brzeg karpaccy jest najcieńszy w rejonie samego Przemyśla –

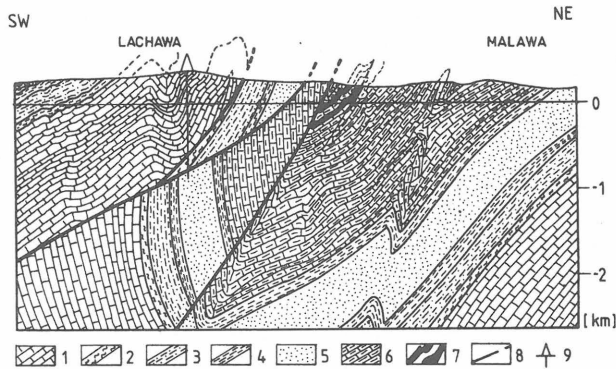


Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez jednostki tektoniczne orogenu alpejskiego na S od Przemyśla (wg S. Wdowiarza, 22, uzupełnione)

Fig. 2. Geological section across tectonic units of alpine orogene south of Przemyśl (after S. Wdowiarz, 22, completed)

Karpaty fliszowe: K^{sp} – formacja spaska, K^{mk} – margle krzemionkowe formacji ropianieckiej, K^r – formacja ropianiecka (fm); E^{ps} – łupki pstre, E^b – warstwy hieroglifyfowe, E^p – warstwy popielskie, O^m – warstwy menilitowe; zapadlisko przedkarpaccy: M^{ab} – formacja solonośna, M^{st} – warstwy stebnickie i balickie, M^b – warstwy przemyskie (w jednostce stebnickiej) i warstwy skawińskie, chodenickie i grabowieckie (w pozostałych jednostkach), M^s – warstwy jarosławskie i przeworskie; 1 – granice litostratygraficzne, 2 – podłoże platformowe (P_r – prekamb), 3 – powierzchnie głównych nasunięć, 4 – powierzchnie drugorzędnych nasunięć, 5 – wybrane otwory wiertnicze z zaznaczeniem ich głębokości, 6 – główne jednostki tektoniczne: SK – skolska, BP – borysławsko-pokucka (fałdy wgłębne); Bł – brzeźne łuski, łK – łuska Książyc; S – stebnicka; Z – Zgłobic; MA – miocenu autochtonicznego

Flysch Carpathians: K^{sp} – Spaska Formation, K^{mk} – siliceous marls of Ropianka Formation, K^r – Ropianka Formation (fm); E^{ps} – variegated shales, E^b – hieroglyphic shales, E^p – Popieliskie Beds, O^m – menilite beds; Carpathian foredeep: M^{ab} – salt formation, M^{st} – Stebnice and Balice beds, M^b – Przemyśl Beds (in Stebnice Unit), and Skawina, Chodenice and Grabowiec Beds (in remaining units), M^s – Jaroslawiec and Przeworsk Beds; 1 – lithostratigraphical boundaries, 2 – basement of platform (P_r = Precambrian), 3 – surfaces of main overthrusts, 4 – surfaces of second-order overthrusts, 5 – selected boreholes with depths, 6 – main tectonic units: SK – Skole, BP – Borysław – Pokucie (= deep – seated folds); Bł – marginal scales, łK – Książyc Scale; S – Stebnice; Z – Zgłobice; MA – scales of autochthonous Miocene



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez skibę Chwaniowa i synklinę Leszczawki (wg J. Kotlarczyka, 7)

1 – formacja ropianiecka (fm), 2 – pstre łupki eoceńskie, 3 – warstwy hieroglifowe, 4 – warstwy menilitowe, 5 – piaskowce kliwskie w warstwach menilitowych, 6 – warstwy krośnieńskie, 7 – diatomity z Leszczawki, 8 – powierzchnie nasunięć, 9 – proponowane wiercenie w poszukiwaniu ropy

Fig. 3. Geological section across Chwaniowa Slice and Leszczawka Syncline (after J. Kotlarczyk, 7)

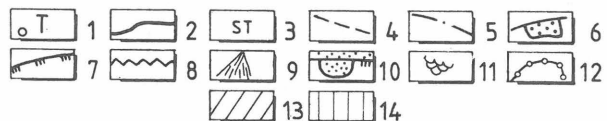
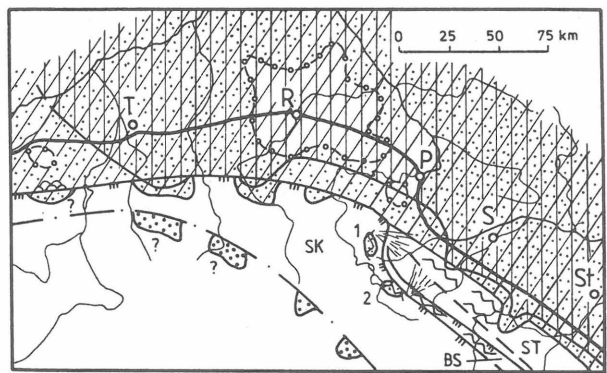
1 – Ropianka Formation (fm), 2 – eocenian variegated shales, 3 – hieroglyphic beds, 4 – menilite beds, 5 – Kliwie Sandstones in menilite beds, 6 – Krosno Beds, 7 – Leszczawka diatomites, 8 – surfaces of overthrusts, 9 – proposed localization of oil-prospecting borehole

tutaj przecięcie czołowej powierzchni nasunięcia z prawie pionowego położenia na położe następuje już na głębokości ok. 0,5 km i w strefie od 5 km od brzegu grubość płaszczki fliszowej nie przekracza ok. 1500 m. Dalej ku wnętrzu grubość płaszczowiny skolskiej stopniowo rośnie. W otworze Leszczyny-1, w odległości 4 km od brzegu Karpat, grubość pokrywy wynosi nieco ponad 3 km, w otworze Cisowa-1 w odległości ok. 10 km wynosi ok. 4 km, podobnie w otworze Bachórzec-1, w odległości 15 km, w ostatnio zaś odwierconym otworze Kuźmina-1 w odległości 23 km od brzegu – ponad 6,8 km. Z takiego zachowania się podstawy fliszu wynika, iż wspomniana wcześniej różnica w głębokości zafałdowania między częścią zewnętrzną a wewnętrzną płaszczowiny skolskiej nie jest zależna od wykrytego sejsmicznie na E od synkliny Leszczawki progowego podniesienia podłoża platformowego (15, 23).

Obserwowany dzisiaj plan strukturalny jednostki skibowej musiał powstać we wcześniejszych fazach orogenezy (w staro- i młodostyryjskiej), przed ostatnią fazą przesunięć płaszczowinowych, a więc w strefie położonej daleko na południe. Wniosek ten dotyczy również czasu powstania sigmoidy przemyskiej.

ETAPY TEKTOGENEZY

Historię tektogenezy omawianego obszaru można zrekonstruować następująco (8). Główne fałdowanie płaszczki osadowego jednostki skolskiej przypada na fazę wczesnostyryjską (późny burdygał, ottang). Czoło sfałdowanej jednostki znajdowało się na szerokości geograficznej dzisiejszego wododziału Karpat. Fałdowania te zaznaczyły się także w przyległej od północy jednostce borysławsko-pokuckiej. W fazie późnostyryjskiej (langian, wczesny baden) pod naporem przesuwającej się płaszczowiny skolskiej ulega sfałdowaniu i jednoczesnemu spłaszczowaniu jednostka borysławsko-pokucka. Pierwsza nasuwa się na drugą lub piętrzy niektóre jej elementy przed sobą, a jednocześnie obie przesuwają się ku NE fałdując osady



Ryc. 4. Rekonstrukcja paleogeograficzna tektogenu karpackiego i rowu przedgórskiego w segmencie przemyskim po fazie późnostyryjskiej (wg J. Kotlarczyka, 12)

1 – główne miasta: T – Tarnów, R – Rzeszów, P – Przemysł, S – Sambor, ST – Stryj, 2 – obecny brzeg Karpat (rezultat fazy moldawskiej), 3 – brzeżne jednostki orogenu: SK – skolska, BP – borysławsko-pokucka, ST – stebnicka, 4 – przypuszczalna północna granica fliszu w podłożu jednostki stebnickiej, 5 – północny zasięg jednostki skolskiej po sfałdowaniach w fazie wczesnostyryjskiej, 6 – osady niższego wczesnego badenu na Karpatach wczesnostyryjskich (1 – płat Olszan, 2 – zlepienie dobromilskie), 7 – północny zasięg jednostki skolskiej i borysławsko-pokuckiej po fazie późnostyryjskiej, 8 – fałdowania podczas fazy późnostyryjskiej, 9 – stożki deltowe Optynia i Radyca, 10 – osady wczesnego badenu na orogenie późnostyryjskim i w zapadlisku przedkarpackim, 11 – olistostromy z Karpat późnostyryjskich, 12 – obszary bez osadów wczesnego badenu, 13 – osady środkowego i późnego badenu na orogenie i w zapadlisku, 14 – osady wczesnego sarmatu na orogenie i w zapadlisku

Fig. 4. Paleogeographic reconstruction of Carpathian tectogenes and of its foredeep in Przemysl section after the Late Styrian phase (after J. Kotlarczyk, 12)

1 – main towns: T – Tarnów, R – Rzeszów, P – Przemysł, S – Sambor, ST – Stryj, 2 – recent margin of Carpathians (result of the Moldavian phase), 3 – marginal units of the orogene: SK – Skole, BP – Boryslaw-Pokucie, ST – Stebnice, 4 – inferred northern boundary of flysch in the base of Stebnice Unit, 5 – northern range of the Shole Unit after foldings in Early – Styrian phase, 6 – deposits of the lower part of Early – Badenian on the Early – Styrian Carpathians (1 – Olszany lobe, 2 – Dobromil conglomerates), 7 – northern range of the Skole Unit and Boryslaw-Pokucie Unit after the Late – Styrian phase, 8 – foldings during the Late – Styrian phase, 9 – deltaic fans of Optyń and Radyca, 10 – Early Badenian deposits on the Late – Styrian orogene and Carpathian foredeep, 11 – olistostromes from Late – Styrian Carpathians, 12 – areas without Early Badenian deposits, 13 – Middle and Late Badenian deposits on the orogene and in the foredeep, 14 – Early Sarmatian deposits on the orogene and in the foredeep

dolnomiocenijskiej molasy rowu przedgórskiego, częściowo się na nie nasuwając (ryc. 2). Maksymalna wielkość omawianego nasunięcia fliszu może być oceniona na ok. 50 km (ryc. 4). Podczas tej fazy zostaje najprawdopodobniej utworzona sigmoida przemyska. Wyboczenie brzegu Karpat mogło, zdaniem autora, powstać na jego skrócie z kierunku W – E na NW – SE, w wyniku działania pary sił równoległych do brzegu orogenu. Zdają się na to wskazywać niektóre fakty: z jednej strony prawie wszystkie uskoki przesuwcze o przebiegu SW – NEE w Karpatkach przemyskich

są prawoskrętne i zgrupowane wzdłuż linii dzielącej jednostkę na segmenty o południkowym i NW–SE przebiegu; z drugiej strony tektoglify na powierzchniach ciosu równoległych do powierzchni złuskowań wskazują na lewoskrętne przesunięcia poziome południkowo przebiegających struktur (3). Być może omawiane wyboczenie brzegu płaszczowiny skolskiej w tym właśnie miejscu było ułatwione brakiem oporu ze strony wyklinowującej się w tej strefie jednostki borysławsko-pokuckiej i znacznie pocienionej jednostki stebnickiej (22).

W fazie mołdawskiej (koniec dolnego sarmatu?) nastąpiło kolejne przemieszczenie „en bloc” o ok. 25–30 km ku NE sfałdowanego górotworu, łącznie z utworzoną ówczesnie płaszczowiną stebnicką, na młodszą molasę. Nasunięcie to spowodowało na W od sigmoidy prawie całkowite roztrącenie płaszczowiny stebnickiej w podłożu nasuniętej jednostki skolskiej. Przed czołem tego fliszowo-stebnickiego tektogenu nasuwającego się na młodszą część rowu przedgórskiego, nastąpiło miejscami sfałdowanie i złuskowanie młodszych molas (baden–wczesny sarmat) i utworzenie z nich jednostki Zgłobiec (ryc. 2). Obecna postać tektogenu utworzyła się zatem w tej ostatniej fazie (ryc. 1).

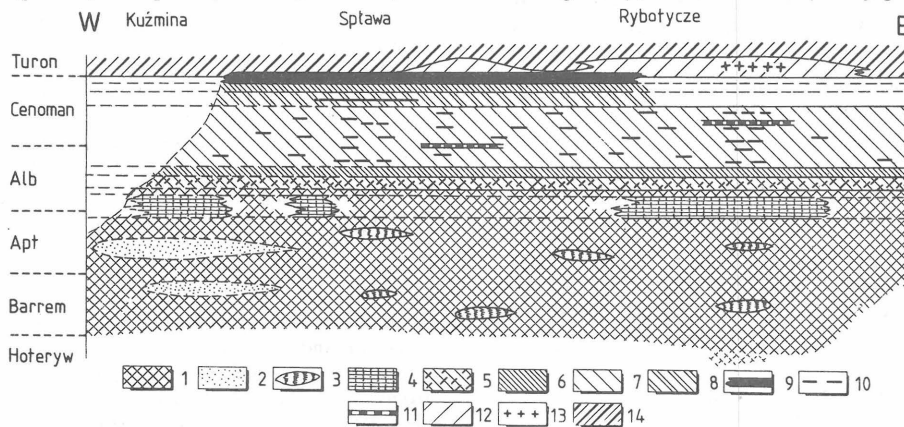
SEDYMENTACJA I STRATYGRAFIA OSADÓW POKRYWY FLISZOWEJ

Obserwowane dzisiaj piętra strukturalne rozpatrywanego fragmentu orogenu (miocen autochtoniczny na platformie, miocen sfałdowany, flisz) są zbudowane z grubego płaszcza osadów. Osady te tworzyły się w zróżnicowanych warunkach geotektonicznych, paleogeograficznych i klimatycznych, w basenach z przemieszczającą się maksymalną subsydują w czasie – ku północy. Najstarszym i najgłębszym był basen geosynkliny karpackiej, a ściślej mówiąc rynna perykratoniczna basenu, w której tworzyły się osady fliszowe dziesiętyszych jednostek: skolskiej i borysławsko-pokuckiej oraz (być może) południowych peryferii jednostki stebnickiej (por. ryc. 4 pkt 4). W wymienionych

elementach tej rynny osady fliszowe pojawiły się też stopniowo – w jednostce skolskiej w dolnej kredzie, w borysławsko-pokuckiej w wyższej części górnej kredy, w stebnickiej zaś w późnym eocenie (jeśli w ogóle fliszowe elementy tu występujące nie są olistolitami).

Północny brzeg basenu fliszowego tworzyły formacje różnych pięt strukturalnych platformy wschodnioeuropejskiej, której głównym elementem w tym miejscu było antyklinorium wypiętrzenie dolnego Sanu zbudowane z zielonych fylitów prekambryjskich, ciągnące się dalej na SE aż po Dobrudżę. Południowe skrzydło wypiętrzenia, zbudowane z paleozoicznych i mezozoicznych pięt strukturalnych, dobrze rozpoznano jedynie między Tarnowem a Rzeszowem i to głównie na zewnątrz Karpat (W. Moryc, *vide* 8). Niestety rekonstrukcja budowy tego skłonu pod Karpatami, tj. w części, która stanowiła brzeg geosynkliny jest bardzo utrudniona, gdyż nie można posłużyć się prostą ekstrapolacją.

O budowie ładu obrzeżającego basen fliszowy od północy można wnosić głównie na podstawie składu zlepieńców znajdujących w różnych poziomach fliszu. Do najczęstszych w Karpatach przemyskich należą otoczaki zielonych i wiśniowych fylitów (prekambryjskich), zielonych kwarcytów (środkowy kambr?), węgla kamiennego i czarnych łupków (karbon górny), skał wylewnych i subwulkanitów – głównie porfirów, także diabazów (perm?) i jasnych wapieni z koralami, tzw. sztramberskich (jura górna). Rzadziej spotykane są łupki mezometamorficzne (prekambr?), granity, wapienie dolnokarbońskie, dewońskie, turońskie i inne odmiany wapieni jurajskich oraz piaskowce i pyłowce trudne do zidentyfikowania (por. np. 25, 2, 13, E. Moryc, *vide* 7). Kwarcowego materiału detrytycznego do basenu mogły dostarczać z tego ładu piaszczyste osady kambru, ordowiku, dewonu dolnego, karbonu górnego, triasu dolnego i jury dolnej, a lokalnie – granitoidy. Głównym wszakże źródłem materiału detrytycznego dla piaszczystych sekwencji fliszowych były kordyliery położone wewnątrz basenu skolskiego, na jego południowej i NW granicy, a także daleko poza jego obrębem.



Ryc. 5. Schemat rozmieszczenia litofacji formacji spaskiej i z Dołhego w Karpatach przemyskich

Formacja spaska: 1 – czarne łupki ilaste (typu wierzowickich) w stopnie krzemionkowe, 2 – piaskowce gruboławicowe, 3 – конкреcje sferosyderytowe (Fe–Mn–Ca), 4 – cienkoławicowe piaskowce skrzemionkowane (typu lgockich), 5 – łupki plamiste czarno-zielone (typu lgockich), formacja z Dołhego, 6 – łupki ilaste zielone, 7 – łupki zielone, niekiedy margliste z częstymi smugami czarnymi, 8 – łupki ilaste zielono-szare, 9 – łupki czerwone z nalotami tlenków Mn, 10 – wkładki cienkoławicowych twardych margli zielonych lub czarnych, 11 – radiolaryty, formacja z Ropianki, 12 – łupki zielone z cienkoławicowymi piaskowcami, 13 – wkładki bentonitów, 14 – margle krzemionkowe

Ryc. 5. Schema of distribution of lithofacies of Spaska and Dołhego formations in the Przemysl Carpathians

Spaska Formation: 1 – black clayey shales (of the Wierzchów type), to the top siliceous, 2 – thick-bedded sandstones, 3 – sphaerosideritic nodules (Fe–Mn–Ca), 4 – thin-bedded siliceous sandstones (of the Lgota type), 5 – black-green mottled shales (of the Lgota type), 6 – green clayey shales, 7 – green shales, 8 – green-grey clayey shales, 9 – red shales with coatings of manganese oxides, 10 – intercalations of thin-bedded, hard, green or black marls, 11 – radiolarites, Ropianka Formation, 12 – green shales with thin-bedded sandstones, 13 – intercalations of bentonites, 14 – siliceous marls

Długi okres trwania basenu skolskiego (ok. 105 mln lat), subsydencja dna i częste zjawiska diastroficzne na ładach umożliwiały nagromadzenie się dość grubego płaszczu osadów (maksymalnie ok. 4,5 km) ze średnim tempem sedimentacji ok. 4,5 mm na tysiąc lat (osadów już zdiagnozowanych). W Karpatach przemyskich głównie zachowały się osady północnego skłonu basenu i częściowo jego osiowej strefy. W związku z tym znajdujemy tu nierzadko osady osuwisk podmorskich, facji kanałowych stożków podmorskich oraz głównie utwory bliskiego i dalekiego fliszu, a także trakcionity i osady pelagiczne. Maksymalna miąższość litosomów fliszowych występuje w osiowej strefie rynny, która znajdowała się mniej więcej na zachód od Birczy.

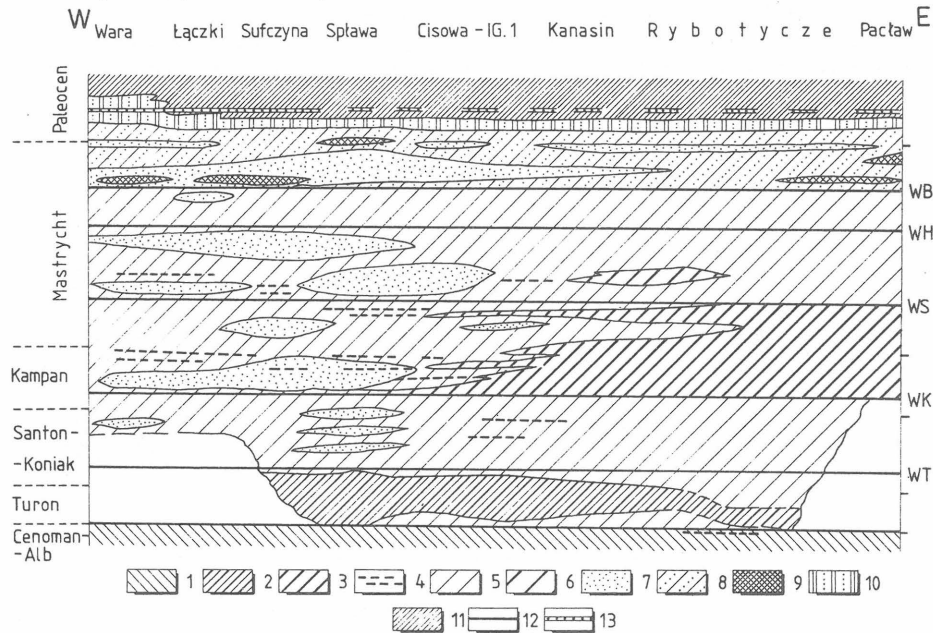
Następstwo wydzielonych, przede wszystkim nieformalnych, jednostek litostratygraficznych oraz zmiany facjalne zachodzące w poprzek basenu w wybranych interwałach czasu przedstawiono na załączonych schematach (ryc. 5–8), sporządzonych bez uwzględnienia rzeczywistych miąższości. Wykonanie ich było możliwe dzięki wieloletnim badaniom biostratygraficznym większej grupy badaczy (por. 7, 8, 16, E. Gaździcka, E. Łuczowska – inf. ustne) oraz wykorzystaniu korelacyjnych poziomów przewodnich – chronohoryzontów.

W sekwencji osadów płaszczowiny skolskiej można wyróżnić cztery oddziały, z których dwa (pierwszy i trzeci od dołu) są w przewadze łupkowe, pozostałe zaś piaskowco-

wo-łupkowe (fliszowe). Przyrost osadów w jednostce czasu jest w związku z tym silnie zróżnicowany i wynosi kolejno od dołu: 7,5; 62,5; 11,5; 144 mm/tys. lat.

Oddział najniższy (hoteryw – cenoman) reprezentowany jest przez serię niewapnistych łupków czarnych (spaskich) i serię łupków zielonych i pstrych z radiolariami (z Dołhego), o łącznej miąższości 250–300 m. Litosomy piaskowcowe są rzadkie i związane głównie z środkową częścią basenu (ryc. 5). Starsze (piaskowce bryłowe) najprawdopodobniej reprezentują fację spływów piaszczystych, najmłodsze fację fliszową – częściowo trakcionitową. Dolna część formacji spaskiej odpowiada wiekowi i litologicznie warstwowi wierzchowickim, górna zaś, łącznie ze skrzemionkowanymi piaskowcami – warstwowi lgockim jednostek śląskich. Wydzielona ostatnio formacje z Dołhego (11) reprezentuje rozposzechniony w całych Karpatach korelacyjny poziom pelagicznych łupków radiolariowych.

Oddział drugi (turon wczesny – paleocen wczesny) w całości jest zbudowany z wapnistej formacji fliszowej z Ropianki (fm), zwanej też warstwami inoceramowymi, osiagającej miąższości 1500 m (11). Zaznaczające się dwa wyraźne rytmy sedimentacyjne typu: flisz wapienny – flisz normalny, obecność w górnej części formacji olistolitów margli z Węgierki, osuwisk podmorskich (z Makówki) oraz bardzo twardych piaskowców, a także bezwapnistość najmłodszych osadów pozwoliły na przeprowadzenie podziału formalnego formacji na cztery ogniwa



Ryc. 6. Schemat rozmieszczenia litofacji formacji z Ropianki (fm) w Karpatach przemyskich (wg J. Kotlarczyka, 8)

Fig. 6. Schema of distribution of lithofacies of Ropianka Formation (Fm) in the Przemyśl Carpathians (after J. Kotlarczyk, 8)

1 – łupki zielone i szare, w stropie pstre, podścielające formację, 2 – margle krzemionkowe cienkoławicowe (z Hołowni), 3 – margle fukoidowe cienkoławicowe na przemian z łupkami marglistymi i piaskowcami (z Kropiwnika), 4 – wkładki twardych margli cienkoławicowych w różnych litofacjach, 5 – margle miękkie, 6 – piaskowce cienkoławicowe i łupki wapniste stalowoszare, 7 – pakiety piaskowców gruboławicowych wapnistych we fliszu normalnym, 8 – wapniste piaskowce często płytowe, łupki, zlepnie i osady osuwisk podmorskich (okrucowców z Makówki), 9 – margle twarde słabo uławicowe (z Węgierki), 10 – piaskowce cienkoławicowe kruche i łupki bezwapniste, 11 – łupki pstre w nadkładzie formacji, 12 – horyzonty przewodnie pstrych łupków: WT – warstwa z Terszowa (wt), WK – warstwa z Kanasina (wt), WS – warstwa z Sopotnika (wt), WH – warstwa z Horodzenno (wt), WB – warstwa z Borysławki (wt), 13 – horyzont przewodni wapieni z Birczy (wt)

1 – green and grey shales, to the top variegated, underlying the formation, 2 – siliceous, thin-bedded marls (from Hołownia), 3 – thin-bedded, fukoid marls interbedded with marly shales and sandstones (from Kropiwnik), 4 – intercalations of hard, thin-bedded marls in various lithofacies, 5 – soft marls, 6 – thin-bedded sandstones and calcareous, steel-grey shales, 7 – riders of thick-bedded calcareous sandstones in the normal flysch. 8 – calcareous, frequently platy sandstones, shales, conglomerates and deposits of submarine slides (conglomerates of Makówka), 9 – poorly bedded, hard marls (from Węgierka), 10 – thin-bedded, fragile sandstones carbonate-free shales, 11 – variegated shales above the top of the formation, 12 – correlative horizons of variegated shales: WT – Tereszów Bed (b.), WK – Kanasin Bed (b.), WS – Sopotnik Bed (b.), WH – Horodzenne Bed (b.), WB – Borysławka Bed (b.), 13 – leading horizon of Birczy limestones (b.)

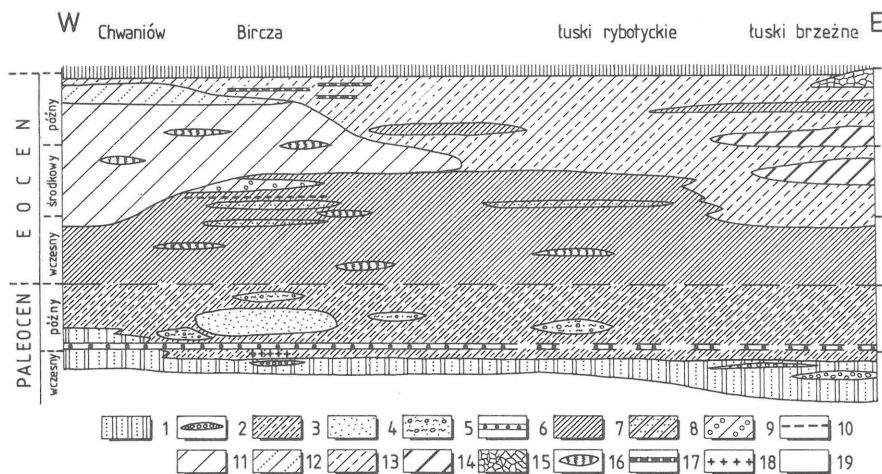
litostratygraficzne (od dołu): z Cisowej (og), z Wiaru (og), z Leszczyn (og) i z Woli Korzenieckiej (og). Pomocne przy korelacji ogni w różnych częściach basenu okazały się warstwy pstrych łupków (ryc. 6) oraz pojedyncze wkładki twardej margli. Zmiany facjalne formacji polegają głównie na zastępowaniu w stronę wnętrza jednostki skolskiej wapiennego fliszu ogniwa z Wiaru (margle fukoidowe z Kropiwnika) fliszem normalnym oraz pojawieniem się w osiowej strefie basenu, od początku bez mała sedymentacji formacji, soczewkowatych pakietów gruboławicowych piaskowców, alimentowanych ze źródła położonego na NW. Duże zmiany facjalne powodują, iż formacji nie da się sensownie podzielić na ogniwa reprezentowane tylko przez jeden typ litologiczny, a lokalnych podziałów nie można rozszerzyć na większy obszar bez pomocy wyróżnionych horyzontów przewodnich i biostratygrafii.

Oddział trzeci (paleocen wczesny – eocen późny) składa się z formacji pstrych łupków ilastych przechodzących ku górze (a częściowo obocznie) w fliszową formację warstw hieroglifowych (ryc. 7). Przewodni horyzont detrytycznych wapieni litotamniowych z Birczy łączy formację pstrą z niższą formacją ropianiecką, wskazując na ich niewielkie oboczne ząbieżanie. Istotnie w niższej części formacji pstrych częste są wkłady, podobnie jak w najwyższym ogniwie formacji ropianieckiej, rozsypliwych kwarcowych piaskowców. W rejonie Birczy są one skupione w grubszy pakiet odpowiadający swoją pozycją dokładnie pozycji piaskowców jamneńskich z Karpat Wschodnich. Częste są tu też spływy mułowe (iły babickie). Niewielka ilość materiału detrytycznego, w tym biogenicznego (igły gąbek,

radiolarie, otwornice) w wyższej części pstrych łupków dowodzi szybkiego wyciszenia przejawów diastrofizmu laramijskiego. W przeciwieństwie do Karpat Wschodnich, człony piaskowcowe omawianego oddziału są słabo wykształcone i to w strefie osiowej (ryc. 7). W strefie marginalnej basenu osadzała się facja fliszu wapiennego. Przypomina to sytuację z górnej kredy, tym bardziej, że w środkowej strefie basenu pojawia się facja fliszu wapiennego identycznego z ropianieckim. Prawdopodobnie faza pirenejska zaznaczyła się powstaniem (koniec późnego eocenu) na N skłonie basenu potężnej olistostromy warstw popielskich (por. 12).

Warstwy hieroglifowe wieńczy poziom margli globigerynowych, seledynowych, w którego stropie przebiega granica eocenu z oligocenem (8).

Końcowy oddział sekwencji osadów w jednostce skolskiej tworzy seria menilitowo-krośnieńska (oligocen – wczesny miocen). Są to dwie formacje ząbieżające się z sobą facjalnie: pierwszą stanowią głównie ilasto-krzemionkowe łupki bitumiczne i jasne bądź ciemne piaskowce, drugą – szare wapniste i mikowe piaskowce przekładane podobnymi łupkami. Wykrycie zmian facjalnych umożliwiają takie poziomy przewodnie, jak: wapienie jasielskie i tylawskie, rogowce dolne i górne, poziomy tufów i diatomitów (ryc. 8) (8, 10). Niższa formacja menilitowa wykazuje w swej dolnej części dość stały rozwój (z wyjątkiem brzeźnych łusek); podzielono ją na kilka ogni. W wyższej części, ponad poziomem zielonych łupków, zachodzą główne zmiany facjalne. W łuskach brzeźnych i w strefie osiowej pojawia się facja krośnieńska, która przy brzegu dość szybko zanika,



Ryc. 7. Schemat zmian facjalnych pstręgo paleogenu (pstre łupki i warstwy hieroglifowe) w Karpatach przemyskich

1 – piaskowce cienkoławicowe, rozsypliwie i łupki bezwapniste zielono-szare (strop formacji ropianieckiej), 2 – zlepienie, 3 – łupki ilaste pstre: wiśniowo-ciemnozielone z wkładkami piaskowców rozsypliwych, 4 – piaskowce rozsypliwie średnioławicowe (odpowiednik piaskowców jamneńskich), 5 – spływy piaszczysto-mułowe z egzotykami (iły babickie), 6 – detrytyczne wapienie litotamniowe (z Birczy), 7 – łupki ilaste pstre jaskrawoczerwono-zielone, 8 – piaskowce krzemionkowe pstre wstęgowane, 9 – piaskowce gezwowe i otwornicowe, 10 – białe spongiolity, 11 – piaskowce cienkoławicowe na przemian z łupkami ilastymi, zielono-szare (warstwy hieroglifowe), 12 – piaskowce cienkoławicowe wapniste i łupki margliste zielone (facja ropianiecka), 13 – łupki ilaste zielone z cienkimi wkładkami piaskowców (facja łupkowa warstw hieroglifowych), 14 – cienkoławicowe margle twarde na przemian z marglami miękkimi (facja baczyńska), 15 – utwory podmorskiej olistostromy (warstwy popielskie), 16 – konkretacje i płaskury węglanów Mn-Fe-Ca, 17 – cienkie rogowce zielone, 18 – wkładki bentonitów, 19 – margle seledynowe i globigerynowe

Fig. 7. Schema of facial changes of variegated palaeogene (variegated shales hieroglyphic beds) in the Przemyśl Carpathians

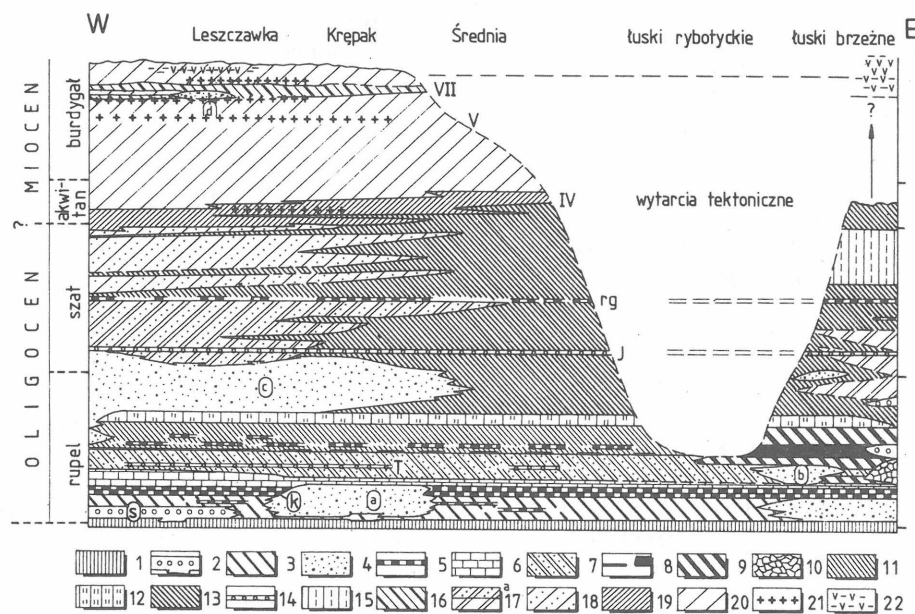
1 – thin-bedded friable sandstones and green-grey carbonate-free shales (the top of Ropianka Formation), 2 – conglomerates, 3 – variegated shales: cherry- dark-green with intercalations of friable sandstones, 4 – friable, medium-bedded sandstones (counterpart of the Jamne Sandstones), 5 – sandy-muddy submarine slides with exotics (Babice Clay), 6 – detritic Lithothamnium limestones (from Bircza), 7 – variegated, intensely red-green shales, 8 – siliceous sandstones, variegated, streaky, 9 – gaizic sandstones and sandstones with foraminifera, 10 – white spongiolites, 11 – green-grey thin-bedded sandstones interbedded with shales (hieroglyphic beds), 12 – green thin-bedded, calcareous sandstones and green marly shales (Ropianka Facies), 13 – green shales with thin sandstone intercalations (shaly facies of hieroglyphic beds), 14 – hard, thin-bedded marls intercalated with soft marls (Baczyn Facies), 15 – deposits of submarine olistostrome (Popiele Beds), 16 – nodules of carbonates Mn-Fe-Ca, 17 – thin, green cherts, 18 – bentonite intercalations, 19 – willow green, Globigerina marls

w części środkowej zaś coraz bardziej się rozszerza, by ponad ogniwem łupków z Niebylca zapanować na długo niepodzielnie. Najstarszą część facji krośnieńskiej występującą poniżej górnych rogowców skorelowano z warstwami łopanieckimi, łupki menilitowe powyżej tych rogowców zaś – z górnymi warstwami menilitowymi Karpat Wschodnich. Po raz ostatni facja menilitowa pojawia się w poziomie diatomitów z Leszczawki, tj. w stropie sekwencji osadów jednostki skolskiej. Znalezione tu w łupkach krośnieńskich kryształki gipsu najprawdopodobniej odpowiadają wiekowi gipsom formacji solonośnej jednostki borysławsko-pokuckiej.

Występujące w omawianej serii osady detrytyczne mają swoje źródła w dwóch przeciwnych brzegach basenu.

Kwarcowe niewapniste piaskowce (typu kliwskiego i jawornickiego) towarzyszące łupkom menilitowym pochodzą z północnego łądu (skąd w różnych okresach schodziły kanałami spływu piaszczyste i mułowe), materiał piaskowców krośnieńskich natomiast był dostarczany ogólnie biorąc z południa i spoza basenu skolskiego. Sytuacja ta sugeruje, że facja krośnieńska w łuskach brzeźnych musiała osadzić się w odrębnej rynnie przegrodzonej garbem od rynny bardziej wewnętrznej. Na bliskość łądu tej pierwszej wskazują również częste osuwiska podmorskie i zlepienie. Stanowi to jedną z przesłanek przydzielenia łusek brzeźnych do odrębnej jednostki borysławsko-pokuckiej.

Podane tempo sedimentacji serii menilitowo-krośnieńskiej, przewyższające kilkunastokrotnie tempo sedymen-



Ryc. 8. Schemat rozmieszczenia litofacji serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach przemyskich (w nawiasach podano roboczą terminologię niesformalizowaną)

Fig. 8. Schema of distribution of lithofacies of Menilite – Krosno Series in the Przemysł Carpathians (provisional, nonformal terminology is given in parenthesis)

1 – margle globigerynowe; facja menilitowa: 2 – zlepienie (s: ogniwo z Siedliska), 3 – łupki czarne krzemionkowo-ilaste ze smugami zielonymi (ogniwo z Jamnej), 4 – osady spływów piaszczystych i mułowych (a – ogniwo z Borysławia, b – ogniwo z Hawnik, c – ogniwo z Kliwy, d – ogniwo z Jawornika R.), 5 – rogowce laminowane i nielaminowane (k – ogniwo z Koto-wa, r.g. – rogowce ze spągu górnych warstw menilitowych), 6 – margle płytowe skrzemionkowane (ogniwo z Dynowa), 7 – łupki menilitowe na przemian z piaskowcami riplemarkowymi (ogniwo trakcjonitów z Rudawki), 8 – diatomity laminowane (ogniwo z Futomy), 9 – twarde łupki menilitowe grubo pękające, 10 – osady osuwisk podmorskich, 11 – łupki menilitowe pękające kartkowo z rogowcami (ogniwo z Borku Nowego), 12 – łupki ilaste zielone, niekiedy ze smugami brązowych (ogniwo z Krepaka), 13 – łupki menilitowe z wkładkami piaskowców i mułowców, 14 – laminowane wapienie łupkowe (T – tylawskie, J – jasielskie), 15 – łupki zielone i zielonoszare, 16 – skały diatomitowe, rogowce, łupki krzemionkowo-ilaste (diatominy z Leszczawki); facja krośnieńska: 17 – łupki szare margliste i pyłowce lub (a) gruboławicowe piaskowce szare z miąką wapniste (ogniwo z Łopianki), 18 – piaskowce gruboławicowe szare, wapniste z miąką i margle ilaste szare (warstwy krośnieńskie przejściowe – ogniwo z Leszczawy), 19 – łupki margliste szare, krośnieńskie z wkładkami czarnych (w tym diatomitów z Piątkowej) i warstewkami tufobentonitów (IV poziom Sikory i in. – 18) (ogniwo łupków z Niebylca), 20 – pakiety cienkoławicowych piaskowców marglistych na przemian z gruboławicowymi piaskowcami mikowymi i pakietami łupków (warstwy krośnieńskie właściwe – ogniwo z Capora), 21 – wkładki tufów częściowo zbentonitizowanych (V i VII poziom Sikory i in. – 18), 22 – łupki ilaste z gipsem

1 – *Glogigerina* marls; Menilite Facies: 2 – conglomerates (S = Siedliska Member), 3 – black, siliceous shales with green streaks (Jamno Member), 4 – deposits of sandy and muddy downflows (a – Borysław Member, b – Hawniki Member, c – Kliwa Member, d – Jawornik Ruski Member), 5 – laminated and non-laminated cherts (k – Kotów Member, r.g. – cherts in the bottom of the Menilite Beds), 6 – siliceous platy marls (Dynów Member), 7 – menilite shales intercalated with rippled sandstones ("Tractionite" Member of Rudawka), 8 – laminated diatomites (Futoma Member), 9 – hard, thick-splitting menilite shales, 10 – deposits of submarine landslides, 11 – card-splitting menilite shales with cherts (Borek Nowy Member), 12 – green shales, sometimes with brown streaks (Krepak Member), 13 – menilite shales with intercalations of sandstones and mudstones, 14 – laminated shaly limestones (T – Tylawa, type, J – Jasło type), 15 – green and green-grey shales, 16 – diatomite rocks, cherts, siliceous shales (Leszczawka diatomites); Krosno Facies: 17 – grey marly shales and siltstones or (a) thick-bedded, grey calcareous sandstones with mica (Łopianka Member), 18 – thick-bedded calcareous, grey sandstones with mica and grey marls (transitional Krosno Beds = Leszczawa Member), 19 – grey, subsidiary black marly shales of Krosno type with intercalations of Piątkowa diatomites and with beds of tuffites-bentonites (IV level after Sikora and others – 18) – (Niebylec Shale Member), 20 – riders of thin-bedded marly limestones intercalated with thick-bedded sandstones with mica and with riders of shales (the proper Krosno Beds – Capor Member), 21 – intercalations of partly bentonised tuffs (V and VII level of Sikowa and others – 18), 22 – shales with gypsum

tacji oddziałów łupkowych, wynika z szybkiej depozycji piaskowców turbidytowych i spływowych. Szybkość sedymentacji właściwej facji łupków menilitowych, osadzonych np. od spągu formacji po horyzont łupków jasielskich, można ocenić na ok. 10 mm/tys. lat. Jest to zatem tempo prawie identyczne z obserwowanym w oddziale pierwszym i trzecim naszej sekwencji.

LITERATURA

1. Bujalski B. – Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na arkuszu Dobromil. Posiedz. nauk. PIG 1934 nr 39.
2. Bukowy S. – Sedymentacja babickich warstw egzytykowych w Karpatach przemyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1957 t. 26.
3. Dżułyński S., Kotlarczyk J. – Tectoglyphs on slickensided surfaces. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol. Géogr. 1965 nr 2.
4. Głuszek W.W. – Tektónica i nieftiegazonosnost Karpát i przilegajuszczich progibow. Izd. Niedra Moskwa 1968.
5. Gucik S., Paul Z., Ślaczka A., Żytko K. – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Przemysł, Kalników. Wyd. Geol. 1980.
6. Koszarski L. (ed.) – Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Carp.-Balkan Geol. Ass. XIII Congr. Cracow, Guide to excursion 1985 vol. 3.
7. Kotlarczyk J. (ed.) – Badania paleontologiczne Karpát przemyskich. Mat. IV Kraj. Konf. Paleont. Przemysł 1979.
8. Kotlarczyk J. (ed.) – Geotraverse Kraków – Baranów – Rzeszów – Przemysł – Ustrzyki Dolne – Komańcza – Dukla. Carp.-Balkan Geol. Ass. XIII Congr. Cracow, Guide to excursion 1985 vol. 4.
9. Kotlarczyk J. – Perspektywy roponośności jednostki skolskiej między Rzeszowem a Ustrzykami Dolnymi. Nafta 1968 nr 9.
10. Kotlarczyk J. – Stratigraficzno-geologiczne rasczlenienie menilitowo-krosnienskiej serii pri pomoszczi chronogorizontow. Materiały XI Kongressa Karpato-Bałkańskiej Geolog. Assoc. Stratigrafija. Izd. Naukowa Dumka Kijew 1980.
11. Kotlarczyk J. – Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpát fliszowych. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak. 1978 nr 108.
12. Kotlarczyk J. (ed.) – Stratygrafia formacji z Ropianki (fm). Poziomy z olistostromami w Karpatach przemyskich. Mat. Konf. Nauk. Sedyment. Przemysł 1979.
13. Kotlarczyk J., Śliwowa M. – Przyczynę do znajomości utworów karbonu produktywnego w podłożu wschodniej części Karpát polskich. Prz. Geol. 1963 nr 6.
14. Książkiewicz M. – Karpaty. Tektonika, cz. 3 [W:] Budowa geologiczna Polski, t. IV. Wyd. Geol. 1972.
15. Młynarski S., Bachan W. et al. – Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Lublin – Prabuty, Przedbórz – Żebrak, Baligród – Dubienka. Biul. Inst. Geol. 1982 nr 333.
16. Morgiel J.J., Szymakowska F. – Stratygrafia paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. Ibidem 1978 nr 310.
17. Ney R. – Rola rygla krakowskiego w geologii za-

padliska przedkarpacciego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie 1968 nr 45.

18. Sikora W., Wieser T. et al. – Tuff Horizons in the Menilite – Krosno Series of the Flysch Carpathians. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Chim. 1959 no. 7.
19. Świdorski B. – Z zagadnień tektoniki Karpát północnych. Pr. Inst. Geol. 1952 t. 8.
20. Watycha L. – Budowa geologiczna okolic Birczy, Olszan i Rybotycz. Biul. Inst. Geol. 1964.
21. Wdowiarz S. – Budowa geologiczna Karpát brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa. Biul. PIG 1949 nr 11.
22. Wdowiarz S. – O stosunku Karpát do zapadliska przedkarpacciego w Polsce. Prz. Geol. 1976 nr 6.
23. Wdowiarz S., Jucha S. – North-western extension of the Borislav – Pokutse zone of deep-seated folds in the Polish Carpathians. Biul. Inst. Geol. nr 335. Geology of Poland 1981 vol. 4.
24. Wdowiarz S., Jucha S. – Zagadnienie fałdów wgłębnych w Karpatach Polskich. Zesz. Nauk. AGH. Górnictwo 1969 z. 15.
25. Wójcik K. – Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego koło Przemysła. Spraw. Komis. Fizjigr. PAU 1907 t. 42.

SUMMARY

The Przemysł Carpathians represent a segment of the Skole Nappe (or so called "Sliced Nappe"), which comprises a bend of Carpathian margin called as Przemysł sigmoide. In this locality, the Alpine orogene reveals the following structure: the East-European Platform plunges gradually to the South and is covered with the younger autochthonous molasse of foredeep of Badenian – Early Sarmatian age; on those deposits (further outside the molasse may be older, i.e. of Ottnangian – Carpathian age) the following overthrusts on each other units are overthrusts: Zgłobice Unit (the folded younger molasse); Stebnice Nappe (folded older molasse with tectogenetic cover of the younger molasse), Boryslaw – Pokucie Nappe (folded flysch with older molasse) and Skole Nappe (folded flysch with tectogenetic cover of younger molasse). Occurrence of the sigmoide of Boryslaw – Pokucie Nappe is problematic in the area studied. The tectogen was formed in three orogenic phases: the Skole Nappe with its sigmoide and Boryslaw – Pokucie Nappe were formed in the Late Styrian phase, moving from their primary position about 50 km to the North (Fig. 4). Those nappes, moving 25–30 km further to the North (in Moldavian phase) to their present position, formed Stebnice Nappe and Zgłobice Unit.

The Skole Nappe is characterized by a scaly – sliced structure, which is strongly developed in the outer part of the nappe (Fig. 1), though also present in the inner part (Fig. 3). The thickness of the Skole Nappe increases gradually from 1,5–3 km near the margin to 6,8 km in Kuźmina, what is confirmed by boreholes.

Flysch deposits of the Przemysł Carpathians are 4,5 km thick and were formed in a perycratonic trough of the Carpathian geosyncline, mainly on the northern slope of this trough – therefore such phenomena as submarine slides olistostromes, channel facies of submarine fans, conglomerates composed of platform material and olistolites are common.

Most common are turbidite deposits, among them those strongly "diluted" in muddy facies. An average rate of

flysch sedimentation (for consolidated sediments) ranges at about 45 mm per one thousand years. In a Hauterivian – Burdigalian vertical sequence one may differentiate four units, of which the first one (Fig. 5) and the third one (Fig. 7) are from the bottom mostly muddy – shaly, while the second one (Fig. 6) and fourth one (Fig. 8) are mostly sandy – shaly, i.e. flysch-like.

Corresponding to that fact, the rate of sedimentation is considerably differentiated and may be estimated in the four above mentioned units as follows (in order from the bottom to the top): 7,5, 62,5, 11,6 and 144 mm per 1 thousand of years. In the case of the last unit, the rate of sedimentation of the menillite shale is typical for the shales, i.e. 10 mm/t thousand years, while the flysch facies of the Krosno Beds reach the rate of sedimentation of above 220 mm/1 thousand years.

Palaeontological investigations performed by many scientists (8, 9, 12, 16), as well as presence of isochronous horizons, allowed both to work out a fairly precise stratigraphy of the flysch and to reveal the facial changes (Fig. 5).

The presented view, which represents a cross-section of the northern part of the Skole Besin without reconstruction of real thicknesses of the units, explains main zones of clastic sedimentation (axial part of the basin) and carbonaceous sedimentation (northern part of the slope). Two periods of intensive flysch deposition in Upper Cretaceous and Ruppelian – Late Burdigalian time reflect activity of diastrophic phenomena and are connected with a maximum development of the trough and its final filling stage. The apparent difference in the facial development of marginal scales in the final stage (Fig. 8) speaks in advocacy of their separation as a part of the Boryslaw – Pokucie Unit.

РЕЗЮМЕ

Пшемысльские Карпаты являются сегментом Сольского (или Скибового) тектонического покрова, охватывающим изгиб края Карпат, именуемый пшемысльским сигмоидом. Альпийский ороген в этом месте имеет следующее строение. На Восточно-Европейской платформе, погружающейся постепенно к югу, залегают автохтонные отложения младшей молассы предгорного прогиба (баден – ранний сармат). На них надвинуты (а в части, располагающейся дальше к югу, на более древнюю молассу возраста оттанг – карпат) и поочередно на себя: единица Зглобиц (смятая в складки младшая моласса), Стебникский тектонический покров (более древняя складчатая моласса с тектоническим чехлом младшей молассы), Бориславско-Покутский тектонический покров (смятый в складки флиш с более древней молассой), Сольский тектонический покров (складчатый флиш с тектогенетическим чехлом младшей молассы) (рис. 1, 2). Присутствие Бориславско-Покутского тектонического покрова в районе сигмоида оспаривается. Тектоген сформировался в трех орогенических фазах. Сольский с его сигмоидом и Бориславско-Покутский

шарьяжи образовались в позднештирийской фазе, передвигаясь со своего первоначального положения около 50 км на север (рис. 4). В молдавской фазе эти шарьяжи, передвигаясь дальше к северу на 25–30 км в свое сегодняшнее положение, образовали Стебникский шарьяж и единицу Зглобиц.

Характерной чертой Сольского шарьяжа является чешуйчато-скибовое строение, четко отмечающееся во внешней (рис. 1, 2), но отсутствующее и во внутренней частях единицы (рис. 3). Проверенная буровыми скважинами мощность Сольского тектонического покрова постепенно увеличивается от 1,5–3 км у края до 6,8 км в Кузьмине.

Флишевые отложения пшемысльских Карпат мощности 4,5 км образовались в перикратонной борозде карпатской геосинклинали, главным образом на ее северном склоне; отсюда нередко отложения подморских оползней, олистостром, протоковых фаций подморских конусов, конгломератов с материалом, происходящим с платформы, и олистолитов. Наиболее распространены отложения турбидитов, в том числе также сильно разбавленных в алевритовых фациях. Средний темп седиментации флишевой секвенции (для диагенезированных осадков) составляет около 45 мм/тысячу лет. В вертикальном разрезе отложений готерив-бурдигальского возраста можно выделить 4 отдела, из которых первый (рис. 5) и третий (рис. 7) снизу преимущественно глинисто-сланцевые, второй же (рис. 6) и четвертый (рис. 8) преимущественно песчаниково-сланцевые (флишевые). В связи с этим скорость осадконакопления заметно различается и в среднем в отдельных подразделениях (снизу вверх) составляет: 7,5, 62,5, 11,6 и 144 мм/тысячу лет. Однако, в этом последнем случае фация менилитовых сланцев имеет скорость осадконакопления типичную для сланцевых участков, то есть около 10 мм/тысячу лет, тогда как флишевая фация кросненских слоев достигает приращения свыше 220 мм/тысячу лет.

Палеонтологические исследования, проведенные многими учеными (ср. 8, 9, 12, 16), и наличие реперных хроногоризонтов дали возможность как разработки сравнительно подробной стратиграфии флиша, так и выявления фациальных изменений (рис. 5, 8). В представляемой картине, не учитывающей действительных мощностей слоев а являющейся поперечным разрезом через северную часть сольского бассейна, отчетливо проявляются главные зоны кластического осадконакопления (осевая часть бассейна), как и карбонатной седиментации (северная часть склона). Два периода сильного развития флиша — в верхнем мелу, а также в рупеле — позднем бурдигале, соответствующие усилению диастрофических явлений, соответствуют максимальному развитию борозды и ее конечному насыщению. Отмечающееся фациальное различие краевых чешуй в последней стадии развития (рис. 8) говорит в пользу выделений из как частей Бориславско-Покутской единицы.